551.5
S51

LUCIAN SFÎCĂ

CLIMA CULOARULUI SIRETULUI ŞI A REGIUNILOR LIMITROFE

III317 362
BCU IAŞI

Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza“ Iaşi

Lucian Sfîcă

Clima Culoarului Siretului și a regiunilor limitrofe

Cuvânt înainte de Elena Erhan

720195
S

Cuprins

Cuvânt înainte (*Elena Erhan*).....13

I. Individualitatea geografică a Culoarului Siretului 15

I.1. Consideraţii generale 15

I.2. Aşezare şi limite.....16

II. Metodologia cercetării 21

II.1. Istoricul măsurătorilor meteorologice.....21

II.2. Istoricul cercetării climatologice 22

II.3. Metode şi mijloace de cercetare 26

III. Factorii climatogeni 29

III.1. Radiaţia solară.....29

III.1.1. Radiaţia solară globală.....29

III.1.2. Radiaţia incidentă de undă scurtă.....38

III.1.3. Radiaţia netă de undă lungă 40

III.1.4. Bilanţul radiativ.....41

III.2. Suprafaţa activă.....43

III.2.1. Rolul climatogen al reliefului 43

III.2.2. Roļul climatogen al categoriilor de utilizare a terenului.....50

III.3. Factorii dinamici 56

III.3.1. Dinamica atmosferică la scară emisferică.....57

III.3.2. Dinamica atmosferică la scară sinoptică.....60

III.3.3. Dinamica atmosferică la scară regională.....91

IV. Analiza elementelor şi fenomenelor climatice 93

IV.1. Temperatura solului 93

IV.2. Temperatura aerului 97

IV.2.1. Temperatura medie anuală. Regim şi distribuţie spaţială 98

IV.2.2. Temperatura medie semestrială 101

IV.2.3. Temperatura medie anotimpuală.....104

IV.2.4. Temperatura medie lunară 107

IV.2.5. Temperatura medie zilnică şi orară.....109

IV.2.6. Temperaturi extreme medii.....114

IV.2.7. Temperaturile maxime şi minime absolute, lunare şi anuale.....117

IV.2.8. Frecvenţa zilelor cu temperaturi caracteristice 124
IV.2.9. Diferenţe termice altitudinale 128
IV.3. Umezeala aerului.....134
IV.3.1. Tensiunea vaporilor de apă 134
IV.3.2. Umezeala relativă 135
IV.3.3. Deficitul de saturaţie.....145
IV.4. Nebulozitatea 149
IV.4.1. Nebulozitatea totală 149
IV.4.2. Nebulozitatea inferioară.....154
IV.4.3. Numărul mediu de zile cu cer senin, noros şi acoperit 155
IV.4.4. Tipuri de nori 158
IV.5. Precipitaţiile atmosferice.....161
IV.5.1. Cantităţile anuale de precipitaţii 163
IV.5.2. Cantităţile semestriale de precipitaţii.....168
IV.5.3. Cantităţile anotimpuale de precipitaţii 170
IV.5.4. Cantităţile lunare de precipitaţii.....173
IV.5.5. Cantităţile zilnice de precipitaţii 181
IV.5.6. Numărul de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii.....191
IV.6. Vântul.....197
IV.6.1. Direcţia vântului 197
IV.6.2. Viteza vântului.....204
IV.6.3. Vânturile locale şi regionale 212
IV.7. Procese şi fenomene meteo-climatice 220
IV.7.1. Fenomene meteo-climatice specifice semestrului rece.....220
IV.7.2. Fenomene meteo-climatice specifice semestrului cald.....241
IV.7.3. Evapotranspiraţia. Seceta şi uscăciunea.....247
IV.8. Variaţia de lungă durată a principalelor elemente climatice 256
V. Individualitatea climatică a Culoarului Siretului.....273
V.1. Regionarea climatică 273
V.2. Importanţa climei pentru populaţia şi economia regiunii.....278
Concluzii.....281
Bibliografie.....283

Lista figurilor

Fig. 1. Culoarul Siretului şi regiunile limitrofe – harta hipsometrică 18
Fig. 2. Persistenţa norilor stratiformi în Culoarul Siretului 19
Fig. 3. Regimul anual al duratei efective de strălucire a soarelui 32
Fig. 4. Relaţia dintre durata de strălucire a soarelui şi altitudine 33
Fig. 5. Durata de strălucire a soarelui în Culoarul Siretului 34
Fig. 6. Regimul anual al radiaţiei solare globale în Culoarul Siretului 36
Fig. 7. Nomograma Kämpfert-Morgen 37
Fig. 8. Radiaţia solară globală în Culoarul Siretului 38
Fig. 9. Radiaţia netă de undă scurtă şi lungă (kcal/cm^2) în Culoarul Siretului 40
Fig. 10. Bilanţul radiativ (kcal/cm2) în Culoarul Siretului 42
Fig. 11. Terasa de 35-40 m la vest de Siret 45
Fig. 12. Terasa de luncă (5-7 m) în apropiere de Roman 45
Fig. 13. Terasa de confluenţă Bistriţa-Siret în apropiere de Bacău 45
Fig. 14. Terasele Siretului între Roman şi Adjud (Donisă & Hârjoabă, 1974) 45
Fig. 15. Confluenţa pârâului Icuşeşti cu Siretul 46
Fig. 16. Revers de cuestă din Dealurile Icuşeştilor 46
Fig. 17. Interfluviul Răcătău-Siret văzut din lunca Siretului 47
Fig. 18. Compartimentul nordic al depresiunii Răcătău 47
Fig. 19. Profil topografic transversal pe direcţia vest-est (secţiunea Bacău) 49
Fig. 20. Profil topografic transversal pe direcţia vest-est (secţiunea Roman) 49
Fig. 21. Dealul Mărgineni văzut din lunca Siretului 49
Fig. 22. Culmea Pietricica şi valea Siretului văzute din Culmea Siret-Răcătău 49
Fig. 23. Structura utilizării terenului în Culoarul Siretului 50
Fig. 24. Utilizarea terenului în Culoarul Siretului 51
Fig. 25. Cursul Siretului în aval de confluenţa cu Moldova 53
Fig. 26. Anticicloni subtropicali 61
Fig. 27. Maxime barice continentale 61
Fig. 28. Inversiuni termice între Bacău şi Ceahlău-Toaca 64
Fig. 29. Tipuri de circulaţie atmosferică la scară sinoptică 69
Fig. 30. Trăsături sinoptice sintetice ale situaţiei barice anticiclonale 70
Fig. 31. Trăsături sinoptice ale circulaţiei vestice 73
Fig. 32. Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei estice 75
Fig. 33. Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei nordice 77
Fig. 34. Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei sudice 79
Fig. 35. Trăsăturile sinoptice ale situaţiei barice ciclonale 81
Fig. 36. Traiectoriile ciclonice în Europa (Van Bebber) 85
Fig. 37. Traiectoriile ciclonilor în Europa (Kriceak şi Zverev) 85
Fig. 38. Traiectoriile ciclonilor mediteraneeni (Şorodoc, 1962) 86
Fig. 39. Evoluţia a trei grupe de cicloni cu evoluţie retrogradă (Struţu, 1972) 87
Fig. 40. Masele de aer la nivelul României în anotimpul de iarnă 89
Fig. 41. Masele de aer la nivelul României în anotimpul de vară 89

Fig. 42. Roza frecvenţei vântului pe direcţii la Adjud (1970-2002)..... 92
Fig. 43. Roza frecvenţei vântului pe direcţii la Roman (1970-2002) 92
Fig. 44. Tautochronele temperaturii solului in luna ianuarie..... 95
Fig. 45. Tautochronele temperaturii solului in luna iulie 96
Fig. 46. Geotermoizopletele staţiilor Adjud, Bacău şi Roman 96
Fig. 47. Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Adjud (1961-2005) 99
Fig. 48. Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Bacău (1961-2005) 99
Fig. 49. Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Roman (1961-2005)..... 99
Fig. 50. Temperatura medie a aerului în Culoarul Siretului (1961-2005) 100
Fig. 51. Contrastul termic dintre semestrul rece şi cel cald în Moldova 102
Fig. 52. Temperaturile medii semestriale în Culoarul Siretului 102
Fig. 53. Distribuţia temperaturilor medii semestriale în Culoarul Siretului 103
Fig. 54. Distribuţia pe verticală a temperaturilor medii semestriale în Moldova 104
Fig. 55. Temperaturile medii anotimpuale în Culoarul Siretului..... 104
Fig. 56. Temperatura medie anotimpuală în Culoarul Siretului 106
Fig. 57. Temperatura medie în lunile ianuarie şi iulie în Culoarul Siretului 108
Fig. 58. Frecvenţa lunară a producerii temperaturilor maxime anuale..... 118
Fig. 59. Frecvenţa lunară (%) a producerii temperaturilor minime anuale 119
Fig. 60. Diferenţele de temperatură între Bacău şi Ceahlău-Toaca..... 129
Fig. 61. Frecvenţa diferenţelor de temperatură medie dintre Bacău şi Ceahlău-Toaca 130
Fig. 62. Ponderea (%) diferenţelor negative de temperatură între Roman şi Strunga ... 131
Fig. 63. Ponderea (%) diferenţelor negative de temperatură Bacău şi Plopana..... 132
Fig. 64. Ponderea gradienţilor termici verticali negativi între Adjud şi Roman..... 133
Fig. 65. Diferenţa lunară de umezeală relativă medie între Bacău şi Plopana..... 136
Fig. 66. Variaţia de la o zi la alta a valorilor umezelii relative la Bacău (1991-2005)..... 138
Fig. 67. Izopletele umezelii relative a aerului la Bacău (1961-2002)..... 139
Fig. 68. Ponderea lunară a valorilor minime anuale în Culoarul Siretului 141
Fig. 69. Condiţii sinoptice de producere a valorilor minime de umezeală relativă 142
Fig. 70. Imagine satelitară Meteosat din data de 6.IV.1987 143
Fig. 71. Profil transversal prin Moldova al zilelor cu umezeală relativă ≥ 80% 145
Fig. 72. Situaţii sinoptice ale producerii valorilor maxime ale deficitului de saturaţie..... 148
Fig. 73. Variaţia interdiurnă a nebulozităţii totale şi inferioare la Bacău (1991-2005) 151
Fig. 74. Nefizopletele (nebulozitate totală) la staţia Bacău (1961-2005) 152
Fig. 75. Frecvenţa nebulozităţii anuale pe clase de valori în Culoarul Siretului 153
Fig. 76. Nefizopletele (nebulozitate inferioară) la staţia Bacău (1961-2005)..... 155
Fig. 77. Extinderea formaţiunilor noroase stratiforme în Culoarul Siretului..... 158
Fig. 78. Frecvenţa lunară a zilelor cu nebulozitate stratiformă şi ceaţă 160
Fig. 79. Regimul anual al diferenţelor între numărul de cazuri cu nori Sc/St şi Cu/Cb.... 161
Fig. 80. Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii la nivel anual..... 165
Fig. 81. Distribuţia cantităţilor medii de precipitaţii la nivel anual..... 166
Fig. 82. Frecvenţa diferitelor clase de valori ale cantităţilor anuale de precipitaţii..... 168
Fig. 83. Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii semestriale 169
Fig. 84. Cantitatea medie semestrială de precipitaţii în Culoarul Siretului 169
Fig. 85. Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii pe anotimpuri..... 171
Fig. 86. Repartiţia procentuală a cantităţilor de precipitaţii pe anotimpuri 173
Fig. 87. Regimul anual al cantităţilor lunare de precipitaţii la Adjud (1961-2005)..... 175

Fig. 88. Regimul anual al cantităţilor lunare precipitaţii la Bacău (1961-2005) 175
Fig. 89. Regimul anual al cantităţilor lunare precipitaţii la Roman (1961-2005)..... 175
Fig. 90. Frecvenţa maximelor şi minimelor pluviometrice lunare 177
Fig. 91. Indicele pluviometric Angot în Culoarul Siretului (1956-2005)..... 178
Fig. 92. Frecvenţa lunară a Indicelui Hellmann la Bacău (1956-2005)..... 179
Fig. 93. Frecvenţa lunară a Indicelui Standardizat de Precipitaţii la Bacău 179
Fig. 94. Cantitatea medie de precipitaţii (mm) în zilele cu precipitaţii >0,1 mm..... 181
Fig. 95. Cantităţile maxime de precipitaţii în 24 de ore în Culoarul Siretului..... 183
Fig. 96. Ponderea medie a cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore 184
Fig. 97. Frecvenţa lunară a claselor de mărime ale cantităţilor maxime de precipitaţii.... 185
Fig. 98. Frecvenţa lunară de producere a valorilor maxime absolute de precipitaţii..... 185
Fig. 99. Probabilitatea producerii cantităţilor maxime anuale de precipitaţii în 24 ore.... 185
Fig. 100. Ciclon atlantic (20.VII.2002) 188
Fig. 101. Ciclon mediteranean (5.X.1992) 188
Fig. 102. Situaţie de cut-off (14.IV.2002) 188
Fig. 103. Numărul de cazuri de ploi torenţiale în Culoarul Siretului 189
Fig. 104. Durata ploilor torenţiale în Culoarul Siretului (minute)..... 190
Fig. 105. Frecvenţa pe clase de intensitate (mm/min) a ploilor torenţiale..... 190
Fig. 106. Numărul mediu anual de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii 192
Fig. 107. Regimul anual al zilelor cu diferite cantităţi de precipitaţii 195
Fig. 108. Regimul anual al numărului de zile cu precipitaţii lichide (A) şi solide (B) 196
Fig. 109. Frecvenţa medie anuală a vântului pe direcţii în altitudine la Bacău 199
Fig. 110. Frecvenţa medie anuală a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului 202
Fig. 111. Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului..... 203
Fig. 112. Frecvenţa vântului pe direcţii în Culoarul Siretului 203
Fig. 113. Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului..... 203
Fig. 114. Frecvenţa vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – toamna 203
Fig. 115. Viteza medie anuală a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului..... 205
Fig. 116. Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – iarna..... 207
Fig. 117. Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – primăvara..... 207
Fig. 118. Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – vara 207
Fig. 119. Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – toamna 207
Fig. 120. Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Adjud (1961-2002)..... 209
Fig. 121. Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Bacău (1961-2002)..... 209
Fig. 122. Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Roman (1961-2002) 209
Fig. 123. Regimul anual al vitezelor medii şi maxime ale vântului 211
Fig. 124. Abaterea ponderată (%) a umezelii relative pe direcţii ale vântului..... 215
Fig. 125. Abaterea ponderată (%) a umezelii relative pe direcţii ale vântului..... 216
Fig. 126. Dezvoltarea norilor de undă la est de axul arcului carpatic (Modis Terra) 217
Fig. 127. Diferenţe de temperatură şi umezeală relativă impuse de Carpaţi 218
Fig. 128. Durata decadală a depunerilor de chiciură moale şi chiciură tare 225
Fig. 129. Durata orară a depunerilor de polei în Culoarul Siretului (1991-2002) 227
Fig. 130. Situaţia sinoptică la sol în perioada 20-24 ianuarie 2004..... 232
Fig. 131. Gradul de asigurare a numărului anual de zile cu ceaţă în Culoarul Siretului.... 238
Fig. 132. Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Adjud (1991-2002)..... 240
Fig. 133. Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Bacău (1991-2002)..... 240

Fig. 134. Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Roman (1991-2002) 240
Fig. 135. Condiţiile sinoptice şi manifestarea ploilor noroioase 246
Fig. 136. Ponderea evapotranspiraţiei din cantitatea de precipitaţii – metodaTurc.....251
Fig. 137. Ponderea lunilor uscate şi secetoase în Culoarul Siretului.....252
Fig. 138. Climogramele Walter-Lieth în Culoarul Siretului.....253
Fig. 139. Ani ploioşi şi ani secetoşi în Culoarul Siretului.....255
Fig. 140. Evoluţia multianuală a abaterilor temperaturii medii anuale faţă de medie ...257
Fig. 141. Evoluţia abaterilor cantităţilor anuale faţă de media multianuală 262
Fig. 142. Evoluţia multianuală a cantităţilor de precipitaţii în anotimpul 263
Fig. 143. Modelarea evoluţiei temperaturii medii anuale în Culoarul Siretului 265
Fig. 144. Modelarea evoluţiei amplitudinii medii anuale în Culoarul Siretului 266
Fig. 145. Modelarea evoluţiei numărului zilelor de iarnă în Culoarul Siretului.....267
Fig. 146. Modelarea evoluţiei numărului de zile de vară în Culoarul Siretului.....268
Fig. 147. Modelarea evoluţiei cantităţilor de precipitaţii în Culoarul Siretului.....269
Fig. 148. Modelarea evoluţiei numărului de luni secetoase în Culoarul Siretului.....270
Fig. 149. Pasaj frontal rece peste nordul României.....276
Fig. 150. Climogramele Péguy pentru staţiile din Culoarul Siretului (1961-2005).....276
Fig. 151. Gradul de continentalism al Culoarului Siretului în context continental 278

Lista tabelelor

Tabel 1. Valorile extreme ale radiaţiei solare directe şi difuze 30
Tabel 2. Valorile medii ale sumelor radiaţiei solare extraterestre 32
Tabel 3. Valori ale albedoului pentru suprafeţe naturale tipice 39
Tabel 4. Valorile lunare şi anuale ale radiaţiei de undă lungă în Culoarul Siretului 41
Tabel 5. Corelaţie presiune atmosferică-indici teleconexiuni 59
Tabel 6. Tabel sinoptic al regimului sinoptic anticiclonal 71
Tabel 7. Tabel sinoptic al circulaţiei vestice 74
Tabel 8. Tabel sinoptic al circulaţiei estice 76
Tabel 9. Tabel sinoptic al circulaţiei nordice 78
Tabel 10. Tabel sinoptic al circulaţiei sudice 80
Tabel 11. Tabel sinoptic al regimului sinoptic ciclonal 82
Tabel 12. Diferenţa termică între primăvară şi toamnă în Europa 105
Tabel 13. Datele medii ale trecerii prin diferite praguri termice 110
Tabel 14. Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Adjud (1991-2005) 112
Tabel 15. Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Bacău (1991-2005) 112
Tabel 16. Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Roman (1991-2005) 112
Tabel 17. Media temperaturilor la termenele de observaţii climatice (°C) 114
Tabel 18. Temperaturile maxime şi minime medii şi diferenţa în Culoarul Siretului 115
Tabel 19. Temperatura maximă lunară absolută în Culoarul Siretului (1961-2005) ... 117
Tabel 20. Temperatura minimă lunară absolută în Culoarul Siretului (1961-2005) 120
Tabel 21. Frecvenţa temperaturilor maxime zilnice (%) la Bacău (1991-2005) 122
Tabel 22. Frecvenţa temperaturilor minime zilnice (%) la Bacău (1991-2005) 122
Tabel 23. Numărul mediu lunar şi anual de nopţi geroase 124
Tabel 24. Numărul mediu lunar şi anual de zile de iarnă 125
Tabel 25. Numărul mediu lunar de zile de îngheţ 125
Tabel 26. Numărul mediu lunar de zile de vară 126
Tabel 27. Numărul mediu anual şi lunar de zile 127
Tabel 28. Numărul de nopţi tropicale în Culoarul Siretului 128
Tabel 29. Tensiunea medie lunară şi anuală a vaporilor de apă 135
Tabel 30. Umezeala relativă medie lunară şi anuală în Culoarul Siretului 136
Tabel 31. Umezeala relativă a aerului, minima din observaţii 139
Tabel 32. Numărul mediu lunar şi anual al zilelor cu umezeală relativă 144
Tabel 33. Deficitul de saturaţie (hPa) – media lunară şi anuală şi media la ora 13 146
Tabel 34. Deficitul de saturaţie (hPa) – maxima din observaţii şi data de producere 147
Tabel 35. Nebulozitatea totală 150
Tabel 36. Nebulozitatea inferioară 155
Tabel 37. Numărul mediu de zile cu cer senin după nebulozitatea totală şi inferioară ... 156
Tabel 38. Numărul mediu de zile cu cer acoperit, după nebulozitate totală şi inferioară ... 157
Tabel 39. Frecvenţa absolută a genurilor de nori în Culoarul Siretului 159
Tabel 40. Staţiile meteorologice şi posturile pluviometrice în Culoarul Siretului 163
Tabel 41. Cantităţile lunare de precipitaţii în Culoarul Siretului 164

Tabel 42. Calificativele pluviometrice conform ISP 180
Tabel 43. Condiţii sinoptice de producere a cantităţilor maxime de precipitaţii în 24h..... 186
Tabel 44. Corelaţia liniară diurnă între tipurile de circulaţie şi direcţia vitezei maxime.... 200
Tabel 45. Viteza medie a vântului (m/s) lunară şi anuală în perioada 1961-2002 208
Tabel 46. Media vitezelor maxime lunare şi anuale (m/s) 210
Tabel 47. Vitezele maxime absolute lunare şi anuale în Culoarul Siretului 211
Tabel 48. Umezeala relativă a aerului (%) şi numărul de zile cu viteze maxime 214
Tabel 49. Numărul mediu de zile cu burniţă în Culoarul Siretului 220
Tabel 50. Durata medie a burniţei şi durata media a burniţei 221
Tabel 51. Numărul mediu de nopţi cu brumă în Culoarul Siretului.....222
Tabel 52. Cea mai târzie şi cea mai timpurie brumă în Culoarul Siretului (1991-2002) ... 223
Tabel 53. Numărul mediu de zile cu chiciură moale în Culoarul Siretului.....224
Tabel 54. Numărul mediu de zile cu chiciură tare în Culoarul Siretului.....224
Tabel 55. Numărul mediu de zile cu polei în Culoarul Siretului 226
Tabel 56. Numărul mediu de zile de lapoviţă în Culoarul Siretului.....228
Tabel 57. Numărul mediu de zile cu ninsoare în Culoarul Siretului.....230
Tabel 58. Numărul mediu de zile cu aversă de ninsoare în Culoarul Siretului.....230
Tabel 59. Durata medie a ninsorii şi aversei de ninsoare (ore şi zecimi).....231
Tabel 60. Numărul mediu de zile cu zăpadă la înălţime în Culoarul Siretului 233
Tabel 61. Durata medie a transportului de zăpadă la înălţime.....233
Tabel 62. Numărul mediu de zile cu strat de zăpadă în Culoarul Siretului.....235
Tabel 63. Grosimea medie a stratului de zăpadă (cm) în Culoarul Siretului 235
Tabel 64. Numărul mediu de zile cu ceaţă în Culoarul Siretului 237
Tabel 65. Durata medie a ceţii (ore şi zecimi) în perioada 1975-2002 239
Tabel 66. Numărul mediu de zile cu aer ceţos în Culoarul Siretului 239
Tabel 67. Numărul mediu de zile cu ploaie în Culoarul Siretului.....241
Tabel 68. Numărul mediu de zile cu aversă de ploaie în Culoarul Siretului.....241
Tabel 69. Durata medie a ploii şi aversei de ploaie (ore şi zecimi) 242
Tabel 70. Numărul mediu de zile cu oraj în Culoarul Siretului 243
Tabel 71. Durata medie a orajelor (ore şi zecimi) în Culoarul Siretului (1975-2002) 243
Tabel 72. Numărul mediu de zile cu grindină în Culoarul Siretului 244
Tabel 73. Numărul mediu de zile cu rouă în Culoarul Siretului 245
Tabel 74. Evapotranspiraţia potenţială ETP şi indicele de ariditate UNEP 249
Tabel 75. Evapotranspiraţia reală în Culoarul Siretului conform formulei Turc 250
Tabel 76. Indicii de ariditate de Martonne şi Reichel în Culoarul Siretului.....251
Tabel 77. Ponderea absolută a anilor 1990-2005 în decilele superioară şi inferioară.....260
Tabel 78. Ponderea absolută a anilor 1990-2005 în decilele superioară şi inferioară.....260
Tabel 79. Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a temperaturii aerului.....265
Tabel 80. Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a amplitudinii termice.....266
Tabel 81. Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a numărului de zile de iarnă... 267
Tabel 82. Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a numărului de zile de vară... 268
Tabel 83. Caracteristici statistice ale evoluţiei cantităţilor anuale de precipitaţii 269
Tabel 84. Caracteristici statistice ale evoluţiei numărului de luni secetoase 270
Tabel 85. Diferenţieri continentale ale indicelui de continentalism Gorczynski 275

Cuvânt înainte

Alături de alte ştiinţe, climatologia – ca ramură a meteorologiei – a cunoscut în ultimele decenii o mare dezvoltare. În prezent, mai mult decât oricând, societatea umană este interesată de aspectele pe care le are vremea la un moment dat, precum şi de cele ale climei pe mai mulţi ani, de modul cum a evoluat şi, mai ales, de evoluţia acesteia în viitor, fluctuaţiile şi schimbările climatice constituind cele mai stringente probleme ale climatologiei contemporane.

Actualmente, pe întreg Globul, pe spaţii mai extinse sau mai restrânse se efectuează studii meteo-climatice care vizează atât cunoaşterea condiţiilor climatice favorabile pentru om, pentru mediu în ansamblu, cât şi al acelora de risc, care, aşa cum ştim, în ultima perioadă de timp se manifestă cu frecvenţă şi intensitate deosebite. Şi în România, începând, îndeosebi, din deceniul al cincilea al sec. XX, au luat o mare amploare cercetările sistematice de meteorologie şi climatologie generale şi speciale, pe unităţi fizico-geografice, pe areale urbane ori asupra întregului teritoriu al ţării.

Pe lângă acestea, faptul că din evaluarea completă a potenţialului natural şi uman al oricărui teritoriu nu poate lipsi clima, justifică pe deplin necesitatea şi oportunitatea acestui studiu climatic complex, realizat de D-l dr. Sfîcă Lucian, „Clima Culoarului Siretului şi a regiunilor limitrofe”.

Lucrarea elaborată de D-l Lucian Sfîcă reprezintă sinteza unei temeinice munci de cercetare ştiinţifică cu caracter climatologic regional. Prin problematica abordată, lucrarea de faţă contribuie la completarea, la întregirea acoperirii cu studii climato-geografice realizate anterior asupra acestui teritoriu, cuprinzând valenţe noi care evidenţiază importanţa acestui studiu atât din punct de vedere ştiinţific, cât şi practic.

Deşi tema luată în studiu presupune o tratare după un plan clasic, prin modul de abordare profundă a diverselor aspecte climatice, a conexiunilor pe care le face între elemente şi factorii climatogeni etc. autorul reuşeşte să imprime lucrării o notă personală, diferită de multe altele. Alcătuindu-şi un plan judicios de tratare, D-l Lucian Sfîcă şi-a structurat conţinutul lucrării pe cinci capitole în care prezintă:

Individualitatea geografică a Culoarului Siretului, Metodologia cercetării, Factorii climatogeni, Analiza elementelor şi fenomenelor climatice şi Individualitatea climatică a Culoarului Siretului.

Consultând atent o bibliografie de specialitate adecvată şi aplicând o metodologie corespunzătoare celor mai noi tehnici de lucru în climatologie, evaluează detaliat potenţialul fiecărei categorii de factori, cu toate componentele ce le caracterizează, stabilind, în final, amprenta asupra diferenţierilor climatice spaţiale şi temporale (sezonale) în cadrul acestui sector de vale a Siretului – cu

caracter de culoar – şi a regiunilor limitrofe. În acest context, menţionăm contribuţiile deosebit de importante în ceea ce priveşte analiza cu lux de amănunte a dinamicii atmosferei, privită atât la scară emisferică, cât şi sinoptică în care este integrată România, implicit regiunea studiată, argumentând concret cu date statistice climatice asupra frecvenţei, duratei, amplitudinilor unor elemente şi fenomene meteorologice în regim sinoptic anticiclonal, ciclonal sau al diferitelor tipuri de circulaţie. De asemenea, contribuţii ştiinţifice substanţiale, inedite are autorul în capitolul 4 al lucrării, în care, pe baza utilizării unei mari varietăţi de date medii (orare, zilnice, lunare, sezonale, semestriale, anuale, multianuale), absolute, de frecvenţă, durată şi intensitate reuşeşte să facă o analiză completă asupra variaţiei în timp şi spaţiu a tuturor elementelor şi fenomenelor climatice din Culoarul Siretului şi din regiunile situate în imediata vecinătate, cu scopul de a-l individualiza climatic. Utilizând toate datele existente la staţiile meteorologice şi la posturile pluviometrice, prelucrează (folosind metode adecvate), analizează riguros ştiinţific şi interpretează cauzal şi comparativ toţi parametri posibili necesari caracterizării fiecărei componente climatice, oprindu-se, însă, mai mult asupra a celor aspecte specifice Culoarului sau care prezintă un interes mai mare sub raport practic-aplicativ.

Aşadar, în lucrarea D-lui lector dr. Lucian Sfîcă, prima de acest fel asupra Culoarului Siretului şi a regiunilor limitrofe, geografii, în general, geografii-climatologi şi specialiştii din diverse domenii ale economiei regiunii pot găsi numeroase date utile, necunoscute până în prezent.

Prof.univ.dr.em. Elena Erhan

Capitolul I

INDIVIDUALITATEA GEOGRAFICĂ A CULOARULUI SIRETULUI

I.1. Consideraţii generale

Caracteristicile fizico-geografice distincte ale văii Siretului faţă de regiunile învecinate, cel puţin de la intrarea pe teritoriul ţării noastre şi până la pătrunderea în Câmpia Română, precum şi discontinuitatea pe care o introduce aceasta în trăsăturile morfografice ale Moldovei, au contribuit la delimitarea sa ca *subunitate* geografică distinctă în cadrul Podişului Moldovei.

În mod clar, în orice sistem complex, o discontinuitate constituie o limită între două subsisteme interne, iar orice limită poate căpăta, în anumite condiţii dimensionale, caracteristicile unui sistem. Valea Siretului constituie cu siguranţă o discontinuitate evidentă în cadrul Moldovei, cel puţin sub aspect morfometric şi morfologic, motiv pentru care a fost considerată limită, fie în interiorul aceleiaşi unităţi fizico-geografice (de exemplu, în interiorul Podişului Sucevei de la intrarea în ţara noastră până la Roman), fie între subunităţi vecine (aşa cum se întâmplă între Roman şi Adjud, unde se interpune între Podişul Bârladului şi piemonturile subcarpatice).

Conform DEX, 1999 prin culoar se înţelege „o regiune alungită şi îngustă, semiînchisă, care separă masive sau culmi de dealuri şi munţi". Aşadar, caracteristicile unui culoar pot fi sintetizate printr-o valoare ridicată a raportului dintre lungime şi lăţime, precum şi prin lipsa unor legături funcţionale cu unităţile învecinate, ceea ce conduce spre un sistem fizico-geografic semiînchis.

Noţiunea de culoar este folosită mai frecvent în lucrările de sinteză climatică la nivelul întregii ţări pentru a sublinia caracteristicile topoclimatice particulare ale unor sectoare de văi cu o energie de relief ridicată. În lucrarea *Climatologia Moldovei Subcarpatice* de Victor Andrei (1937) este menţionat caracterul special al acestei regiuni denumite *„ulucul siretean"*, fiind menţionate valorile reduse de temperatură de la Pănceşti-Dragomireşti, valori puse pe seama expunerii acestei regiuni la crivăţ.

Putem spune că, în primă fază, valea Siretului a fost indicată ca *limită* între unităţi fizico-geografice dinstincte. Astfel, Vintilă Mihăilescu (1966, 1969) separă Podişul Moldovei de Subcarpaţii Moldovei în lungul culoarului Moldova-Siret, aceasta fiind prima menţiune asupra definirii unui culoar al Siretului. Ulterior, valea Siretului a fost înţeleasă ca o *subunitate fizico-geografică distinctă* în cadrul Podişului Moldovei. De altfel, încă din 1916 George Vâlsan împărţea cursul Siretului, pe teritoriul ţării noastre, în trei sectoare aproape egale: superior

(până la Roman), mijlociu (până la Răcăciuni) şi inferior (până la vărsare), cel din urmă având înfăţişare de estuar (Vâlsan, 1971).

În Atlasul Geografic al României (1972-1979), pe harta topoclimatică, este delimitat Culorul Siretului de la intrarea pe teritoriul României şi până la intrarea Siretului în Câmpia Română la nivel taxonomic de topoclimat complex, în cadrul etajului climatic de dealuri şi podişuri. Pe harta regionării climatice din acelaşi atlas porţiunea din lungul văii Siretului de la nord de Roman şi până la poarta de la Răcăciuni este delimitată ca *subţinut,* căruia îi sunt atribuite caracteristici de depresiune. În lucrarea *Podişul Moldovei – natură, om, economie* (Băcăuanu *et al.*, 1980), Culoarul Siretului este tratat independent de Culoarul Moldovei, ambele fiind considerate ca subunităţi în cadrul culoarelor şi depresiunilor cu caracter de câmpii piemontane din cadrul Podişului Piemontan.

În capitolul de climă din *Geografia României* vol. I (1983), sunt delimitate următoarele topoclimate complexe de culoar la nivel naţional: Culoarul Mureşului (între Luduş şi Deva), Culoarul Oltului, Culoarul Rucăr-Bran, Culoarul Bistriţei şi Culoarul Siretului. Toate aceste topoclimate se deosebesc de regiunile învecinate în primul rând prin diferenţe în ceea ce priveşte valorile elementelor climatice pe parcursul semestrul rece. Este vorba de unii parametri precum frecvenţa zilelor de îngheţ, numărul zilelor cu ceaţă, numărul de zile acoperite etc., parametri care au valori sensibil mai ridicate faţă de unităţile învecinate.

În tratatul de *Geografia României*, vol. IV (1992), Culoarul Siretului este împărţit în două sectoare caracterizate prin lărgimi diferite, primul până la nord de Roman, unde variază între 4 şi 10 km, şi al doilea la sud de Roman până la confluenţa cu Trotuşul, unde lărgimea văii la nivelul teraselor variază între 4 şi 18 km. Şi în această lucrare, ca şi în *Atlasul Geografic al României* (1972-1979), Culoarul Siretului are rang taxonomic de topoclimat complex, păstrând extinderea şi limitele prezentate în harta topoclimatică din atlas.

Plecând de la aceste puncte de vedere vom considera în continuare Culoarul Siretului ca o subunitate aparte a Podişului Moldovei „cu peisaj specific, mai ales în aval de Roman (Băcăuanu et al., 1980)".

I.2. Aşezare şi limite

Chiar dacă este folosit frecvent în regionările fizico-geografice termenul de culoar, aceasta se confundă cu valea Siretului, iar literatura de specialitate nu stabileşte criterii clare de delimitare a Culoarului Siretului nici ca lăţime şi nici ca lungime.

Referitor la **lungimea** Culoarului Siretului, pledăm pentru extinderea acestuia de la Roman, în nord, până la confluenţa Siretului cu Trotuşul, în sud (fig. 1). La nord de Roman, valea Siretului este încadrată în Podişul Sucevei, având o individualitate peisagistică mai redusă decât sectorul de la sud de Roman (Băcăuanu *et al.*, 1980). După confluenţa cu Trotuşul caracteristicile de culoar se pierd, chiar dacă terasele de pe dreapta îşi menţin foarte bine caracte-

risticile până spre Mărăşeşti. Însă, pe masură ce râul pătrunde în aria de subsidenţă din Câmpia Siretului Inferior terasele se pierd, acest fapt fiind coroborat cu deprecierea altitudinală a versanţilor, atât la est, pe fondul scăderii altitudinii culmilor interfluviale din sud-vestul Colinelor Tutovei, cât şi la vest, pe fondul etalării apreciabile a piemonturilor subcarpatice.

În ceea ce priveşte **lăţimea** culoarului, referinţele bibliografice şi reprezentările cartografice trimit spre o idee restrictivă asupra dimensiunilor acestuia, limitat la lunca Siretului la care se adaugă sistemul de terase cu dezvoltare asimetrică faţă de axul văii.

Dacă sub aspect geomorfologic această delimitare se bucură de omogenitate prin prisma proceselor care se desfăşoară în cadrul culoarului astfel definit, sub aspect climatic este lipsită de consistenţă din mai multe motive pe care le prezentăm în continuare. În primul rând, procesele şi fenomenele meteorologice ce iau naştere într-o astfel de regiune, aşa cum este şi cazul văii Siretului, se desfăşoară în mod complex, printr-un schimb permanent de energie între luncă şi versanţi. Din aceste motive, considerăm că nu putem înţelege caracteristicile climatice ale Culoarului Siretului – format în accepţiunea geomorfologică din luncă şi sistemul de terase – fără a analiza şi regiunile imediat limitrofe, formate din versanţii văii Siretului până la nivelul culmilor interfluviale. În acelaşi timp, versanţii văii Siretului sunt segmentaţi de numeroşi afluenţi pe stânga şi pe dreapta, afluenţi care şi-au format văi larg deschise spre lunca Siretului cu care formează corp comun, cel puţin sub aspect meteoclimatic. Astfel, bazinele hidrografice ale râurilor de ordin 2 – afluenţii direcţi ai Siretului pe stânga şi pe dreapta – au fost incluse în regiunea studiată în această lucrare pentru a scoate în evidenţă mai bine trăsăturile climatice generale ale Culoarului Siretului. Bineînţeles, nu sunt incluse aici şi bazinele hidrografice ale afluenţilor carpatici dinspre vest – Moldova, Bistriţa şi Trotuş. Prin mărimea lor, bazinele hidrografice ale acestor râuri au propriile caracteristici climatice, dar ele comunică cu aria Culorului Siretului prin culoarele largi de vale pe care le prezintă în sectoarele inferioare, influenţând considerabil specificul climatic al regiunii studiate în arealul de confluenţă a acestor râuri cu Siretul.

Din motivele subliniate mai sus, am considerat mai potrivită analiza unei regiuni mai complexe, ce nu corespunde în mod strict subunităţii fizico-geografice omonime. Ţinând cont de limitele stabilite pentru regiunea studiată, aceasta se suprapune peste mai multe unităţi şi subunităţi fizico-geografice (fig. 1) din cadrul Podişului Moldovei şi Subcarpaţilor Moldovei.

La est de Siret sunt incluse în regiunea studiată porţiuni extinse din Podişul Central Moldovenesc şi Colinele Tutovei, subunităţi ale Podişului Bârladului; am inclus în regiunea de studiu, de asemenea, toate bazinele hidrografice ale afluenţilor Siretului dinspre Podişul Bârladului. În acest fel, limita de est este dată de cumpăna de ape dintre Siret şi Bârlad. Tot în acest sector au fost incluşi şi versanţii dinspre Siret ai şeii Ruginoasa-Strunga.

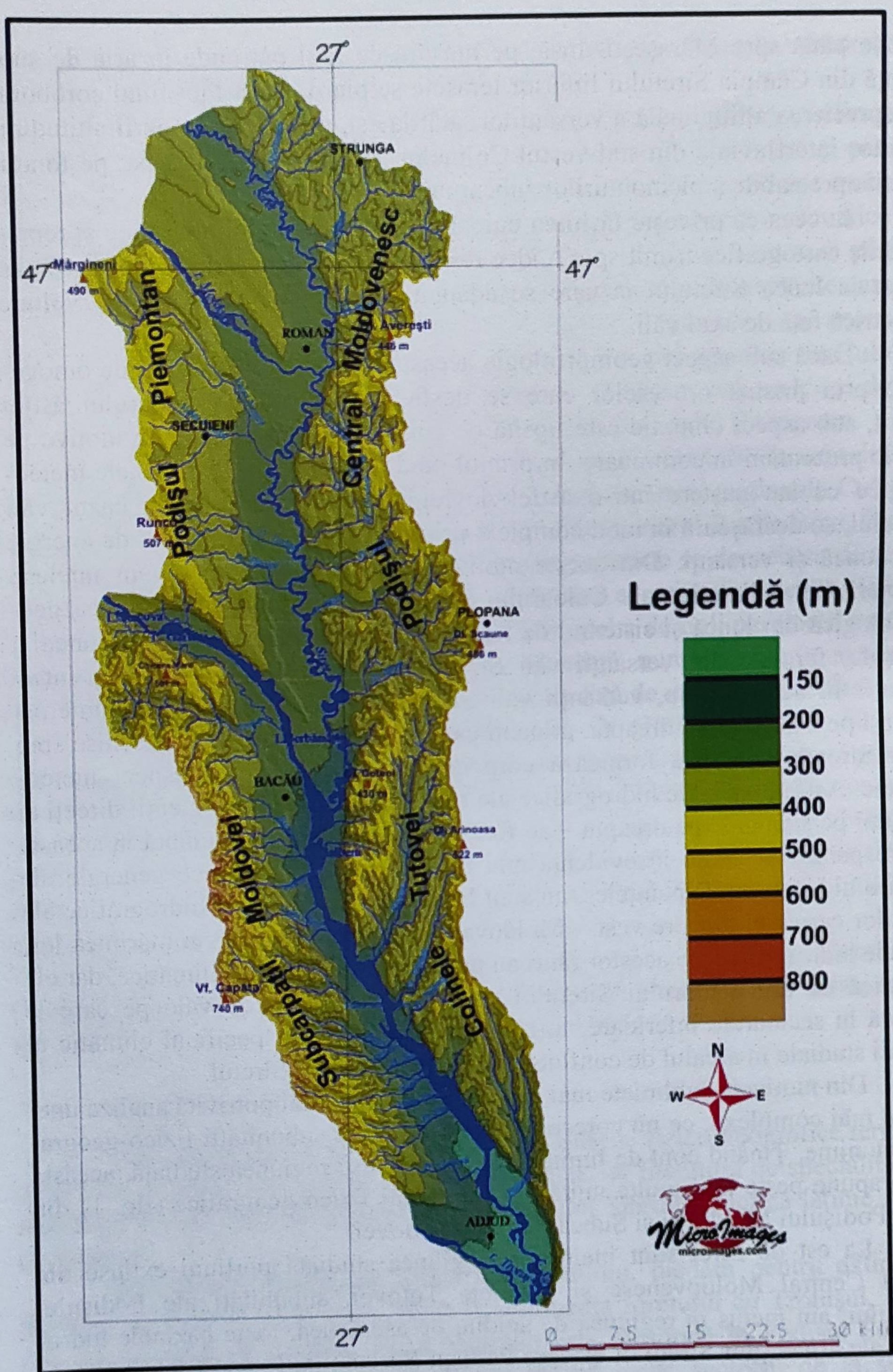


Fig. 1. *Culoarul Siretului şi regiunile limitrofe – harta hipsometrică*

La vest de Siret am inclus şi întreaga regiune situată până pe cumpăna de ape dintre Siret şi Cracău, ceea ce corespunde cu cele mai mari înălţimi din dealurile piemontane Mărgineni şi Runcu. Între Bistriţa şi Trotuş am extins arealul de interes până la cumpăna de ape dintre Siret şi Tazlău, ceea ce înseamnă tocmai linia celor mai mari înălţimi din culmea subcarpatică Pietricica Bacăului.

Ne-am propus să studiem această regiune complexă, plecând de la ideea că limitele eventualelor unităţi climatice nu se suprapun întotdeauna peste limitele unităţilor fizico-geografice (limite trasate cel mai frecvent pe criterii geomorfologice).

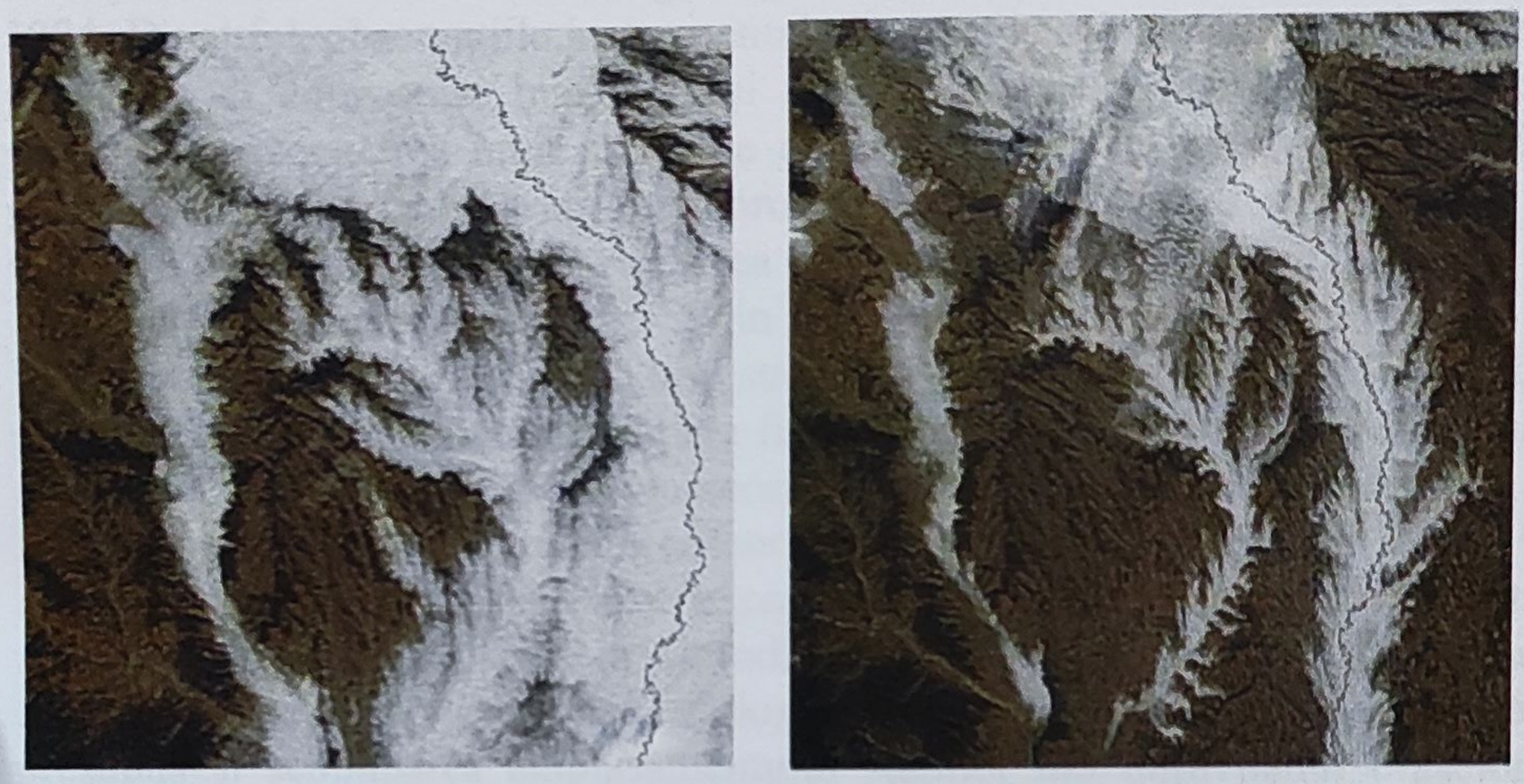


Fig. 2. *Persistenţa norilor stratiformi în Culoarul Siretului în anotimpul de iarnă; stânga – 5.XII.2006; dreapta – 7.XI.2005 (imagini Modis, 2006)*

Analizele recente ale nebulozităţii stratiforme (Sfîcă, 2010) realizate pe imaginile satelitare Modis (fig. 2) sprijină o astfel de delimitare. Spre exemplu, în anotimul rece, în condiţii de stablitate atmosferică accentuată şi mai ales în condiţii de inversiune termică, sunt identificate numeroase situaţii în care norii Stratus/Stratocumulus acoperă valea Siretului, dar pătrund digitat şi pe văile afluente (Sfîcă, 2010), lăsând doar culmile interfluviale degajate de nori. De asemenea, în semestrul cald, în condiţii sinoptice de instabilitate atmosferică moderată, pe culmile interfluviale ce constituie limita regiunii studiate se dezvoltă formaţiuni cumuliforme, în timp ce în lungul văii Siretului, dar şi în lungul afluenţilor, cerul se menţine senin.

Ţinând cont de aspectele subliniate mai sus, am pledat în lucrarea de faţă pentru studierea unei regiuni mai extinse decât cea a văii Siretului, în scopul sublinierii trăsăturilor climatice de culoar. În acest fel, lucrarea de faţă poate fi considerată un apel la diminuarea importanţei acordate elementului geomorfologic în domeniul regionărilor fizico-geografice, subliniind necesitatea ca studiile climatice să nu se mărginească strict la limitele fizico-geografice ale regiunii analizate.

Capitolul II

METODOLOGIA CERCETĂRII

II.1. Istoricul măsurătorilor meteorologice

Observaţiile meteorologice din cadrul regiunii sunt legate direct de înfiinţarea Serviciului Meteorologic în Vechiul Regat de către Ştefan Hepites în 1884. De altfel, observaţiile instrumentale înainte de acest moment constituie un privilegiu al unor oraşe mai mari şi mult mai atractive pentru cei interesaţi personal în efectuarea unor astfel de observaţii. Până la momentul punerii la punct a reţelei de observaţii meteorologice din Vechiul Regat, oraşele din Culoarul Siretului nu aveau capacitatea de a genera astfel de activităţi.

Prima staţie meteorologică din Culoarul Siretului este înfiinţată în 1886 la *Pânceşti-Dragomireşti*, la 5 km sud de Roman, pe terasele Moldovei, la altitudinea de 190 m. Această staţie a funcţionat pe acelaşi amplasament până în anul 1954, fiind una din staţiile meteorologice de maximă reprezentativitate din Moldova până la momentul întreruperii observaţiilor. În intervalul 1941-1954 această staţie funcţionează – cu excepţia anului 1944 – în paralel cu staţia sinoptică *Roman*, amplasată la altitudinea de 172 m, în intravilanul oraşului. Standardizarea observaţiilor meteorologice din reţeaua naţională în anul 1961 a presupus şi schimbarea amplasamentului staţiilor din intravilanul oraşelor în extravilan, astfel încât şi staţia meteorologică este strămutată la nord de oraş la altitudinea de 206 m, iar din anul 1967 la altitudinea de 216 m.

În anul 1896 este înfiinţată, odată cu foarte multe alte staţii din Moldova, staţia meteorologică *Bacău*, amplasată în satul Letea, pe stânga Bistriţei, la 162 m altitudine. Observaţiile sunt întrerupte din cauza Primului Război Mondial în 1917 şi, din păcate, nu mai sunt reluate decât în 1940 pe un amplasament diferit, la 172 m, în interiorul oraşului, pe dreapta Bistriţei. După o altă schimbare de amplasament în interiorul oraşului în perioada 1945-1953 (Grama, 1961), staţia a funcţionat din 1960 până în 2008 pe un amplasament reprezentativ la altitudinea de 182 m în incinta aeroportului Gherăieşti.

Staţia meteorologică *Adjud* funcţionează neîntrerupt pe acelaşi amplasament din 1956, la altitudinea de 100 m, la o distanţă de 2 km de oraş, spre NV, pe terasele de confluenţă Siret-Trotuş, cu expoziţie mai evidentă spre valea Trotuşului.

Existenţa acestor 3 staţii meteorologice, dispuse relativ echidistant în lungul văii Siretului asigură premisele unei analize teritoriale coerente, cel puţin în sectorul jos al regiunii, până la nivelul teraselor. De asemenea, omogenitatea temporală este şi ea asigurată prin faptul că aceste staţii au funcţionat pe acelaşi amplasament, în afara intravilanului, din 1961 până în perioada recentă (funcţio-

narea staţiei Roman la altitudinea de 206 m până în 1967 poate fi neglijată). Acesta este motivul principal pentru care în lucrarea de faţă am preferat să analizăm aspectele climatice ale regiunii pe baza perioadei comune şi general omogene de observaţie din intervalul 1961-2005.

Alte staţii meteorologice sunt înfiinţate după 1960, dar din păcate activitatea lor ca staţii meteorologice complete a fost sistată în anul 1999, chiar dacă prezentau o relevanţă deosebită sub aspect climatic datorită amplasamentului lor altitudinal. Astfel, în perioada 1979-1999 a funcţionat staţia meteorologică *Strunga*, la altitudinea de 295 m, pe interfluviul dintre bazinele râurilor Miclăuşeni – afluent pe stânga Siretului – şi Bahluieţ, afluent al Bahluiului din Câmpia Moldovei. După desfiinţare, staţia funcţionează ca post pluviometric, aşa cum funcţionase şi în perioada 1965-1979. În acelaşi sector nordic al Culoarului Siretului a funcţionat şi staţia meteorologică Secuieni, la 15 km sud-vest de municipiul Roman, funcţionând ca staţie agrometeorologică în intervalul 1964-1967 şi 1978-1997, la altitudinea de 206 m.

În 1963 a fost înfiinţată staţia meteorologică *Plopana*, situată în bazinul Bârladului, în apropiere de interfluviul Tutova-Siret, la 25 km distanţă de Bacău şi la altitudinea de 274 m. Chiar dacă această staţie era amplasată la cca 150 m sub nivelul interfluviului, era deosebit de reprezentativă pentru regiunea colinară înaltă din Podişul Bârladului. Fiind situată în bazinul Tutovei, această staţie meteorologică nu se încadra în specificul meteo-climatic al Culoarului Siretului. Totuşi, în lipsa altor staţii de altitudine, a fost obligatorie utilizarea datelor de la această staţie pentru studiul climatic al regiunii noastre de interes.

În cadrul regiunii analizate şi în vecinătate funcţionează şi posturi pluviometrice, unele cu o perioadă lungă de observaţie, precum postul pluviometric Buhuşi, înfiinţat în 1891. În general, posturile pluviometrice din regiune se caracterizează printr-o mare diversitate în ceea ce priveşte lungimea perioadei de observaţie, ceea ce obligă la utilizarea lor cu precauţie.

II.2. Istoricul cercetării climatologice

Cunoştinţele climatice asupra Culoarului Siretului s-au acumulat pe măsura dezvoltării demersului şiinţific din domeniul climatologiei româneşti. În cunoaşterea climatică a regiunii pot fi delimitate mai multe etape distincte ca tematică a problemelor abordate.

a. Etapa preinstrumentală. Izvoarele istorice, însemnările călătorilor străini şi lucrările cu caracter monografic ale cărturarilor români aduc primele informaţii asupra percepţiei manifestărilor atmosferice şi asupra trăsăturilor climatice generale ale Moldovei, fără o atenţie specială asupra vreunei regiuni. Aceste relatări surpindeau acele manifestări extreme ce aveau capacitatea de a impresiona şi de a marca mentalul colectiv. În rândul acestor lucrări se înscriu în primul rând letopiseţele secolului XVII, scrise de Grigore Ureche (1640) sau Miron Costin (1675). *Descriptio Moldavae* (1716), lucrarea domnitorului

Dimitrie Cantemir, face primele referiri la diferenţierile climatice dintre regiunile de munte şi cele de şes. Referinţele la schimbările bruşte ale vremii se înscriu în linia observării variabilităţii climatice şi a sublinierii unor trăsături de continentalism climatic. Fără a subestima valoarea acestor constatări, nivelul cunoaşterii este destul de redus prin raportare la preocupările de ordin naturalist din alte regiuni ale Europei, acolo unde la începutul secolului XVIII se poate vorbi de un debut al observaţiilor experimentale în domeniul meteorologiei.

După instalarea domniilor fanariote în ţările române preocupările monografice dispar, acestea aparţinând unor călători străini care fac constatări periferice asupra climei, aşa cum este cazul lucrării lui Ştefan Raichevich din 1788 intitulată *Oservazioni storiche, naturali e politiche intorni la valachia e Moldavia* sau *Beschreibung der Moldau und Walachei (1854)* de Karl Neigebauer. În aceste lucrări se fac unele referiri şi asupra climei celor două ţări româneşti, fără a fi aduse contribuţii remarcabile la cunoaşterea climatică a regiunii noastre de interes.

b. Etapa cercetărilor exploratorii. Înfiinţarea Serviciului Meteorologic de către Ştefan C. Hepites în 1884 marchează momentul debutului observaţiilor meteorologice în mod organizat în ţara noastră, ceea ce constituia premisa primelor constatări obiective asupra climei ce aveau să apară în deceniile viitoare. Realizarea observaţiilor meteorologice a permis în scurt timp acumularea unor informaţii care aveau să servească elaborării unor capitole referitoare la climă în *Dicţionarul geografic al judeţului Bacău* de către Hortensia Rovenţa în anul 1895, utilizat pentru elaborarea *Marelui dicţionar geografic al României* (Lahovary, 1898).

Apariţia Buletinelor meteorologice lunare ale Institutului Meteorologic Central, începând de la sfârşitul secolului al XIX-lea, constituie un salt calitativ extraordinar în cunoaşterea aspectelor climatice de ordin general la nivelul ţării. Se remarcă în acest sens lucrările coordonate de N. Otetelişanu asupra precipitaţiilor atmosferice (1921), caracterului iernilor (1916) circulaţiei atmosferice (1928) şi regionării climatice (1921, 1928, 1929), de către C. Dissescu asupra nebulozităţii (1933), C. Ioan asupra aridităţii (1929) şi gradului de continentalism (1930) şi mai ales de către C. Donciu asupra cantităţilor de precipitaţii (1928, 1929, 1930) şi perioadelor de uscăciune şi secetă (1928). Aceste lucrări fixează coordonatele principale ale preocupărilor climatologice ce vor urma.

În aceeaşi perioadă apar şi primele lucrări de climatologie regională la nivelul Moldovei, lucrări care aduc primele precizări mai clare cu privire la valea Siretului. Înainte de al Doilea Război Mondial apar trei lucrări ce se încadrează în acest demers: *Contribuţii la climatologia Moldovei,* I. Rick (1937), *Climatologia Moldovei subcarpatice,* V. Andrei (1936) şi *Climatologia Moldovei de sud,* N. Rădulescu (1930). Valea Siretului este prezentată în aceste lucrări, în special în regiunea centrală, ca o extensie a arealului subcarpatic, fiind

aduse precizări asupra fenomenelor de uscăciune şi cantităţilor mai reduse de precipitaţii.

c. *Etapa cercetărilor tematice.* Dezvoltarea climatologiei după 1950 se datorează mai ales acumulării unei perioade de observaţii suficient de extinsă pentru a putea fi considerată reprezentativă sub aspect climatic. În acest context a putut fi realizată lucrarea de sinteză *Clima României* în anul 1962, bazată pe observaţiile realizate la nivel naţional până în 1955. În această lucrare – completată cu *Atlasul climatologic*, 1966 – sunt scoase în evidenţă, mai ales prin materialele cartografice, trăsăturile climatice de bază ale Culoarului Siretului: temperaturile reduse şi inversiunile de temperatură din semestrul rece, ca şi procesul de canalizare a vântului pe axa nord-sud.

Cercetările climatologice în regiunea Culoarului Siretului sunt stimulate de înfiinţarea aeroportului civil de la Bacău în anul 1946, fapt ce a atras necesitatea efectuării observaţiilor cu balon-sondă la această staţie începând din anul 1953, dată fiind importanţa vântului pentru efectuarea zborurilor. În această idee sunt realizate studii asupra *vântului la sol şi în altitudine* (Grama, 1961), asupra condiţiilor de *apariţie a ceţii şi a frecvenţei* acestui fenomen deosebit de important pentru aviaţie (Grama, 1960, 1965), dar şi asupra *condiţiilor de zbor pe rutele aeriene* din Moldova (Georgescu *et al.*, 1972), fiind realizat, în cadrul unui program naţional de cercetare a condiţiilor meteorologice de pe aeroporturile din România, un ghid climatologic al aeroportului Bacău (Stănişor *et al.*, 1973). Toate aceste lucrări aduc informaţii deosebite asupra fenomenului de ceaţă la Bacău, fiind remarcată frecvenţa sa deosebită în regiunea aeroportului Bacău comparativ cu restul Podişului Moldovei.

Acumularea unui şir consistent de date de observaţie la staţiile meteorologice din regiune facilitează realizarea primelor studii cu referire la *variaţiile de lungă durată* ale precipitaţiilor atmosferice la Bacău (Stănişor, 1973) şi Roman (Dincă *et al.*, 1973).

Preocupările în domeniul climatologiei urbane iniţiate de profesorul Ion Gugiuman în cadrul Facultăţii de Biologie-Geografie-Geologie a Universităţii „Alexandru Ioan Cuza" din Iaşi se materializează într-o serie de lucrări ştiinţifice şi un curs universitar pe această tematică, printre care se numără şi laboriosul studiu intitulat *Contribuţii la studiul climei oraşului Bacău* (Gugiuman, Erhan, 1975), apărut în Lucrările staţiunii „Stejarul", Pângăraţi. Pe lângă descrierea elementelor climatice, remarcăm evaluarea condiţiilor meteorologice în poluarea aerului, precum şi delimitarea unor sectoare climatice în intravilanul oraşului pe baza structurii sale funcţionale. De asemenea, sunt foarte importante menţiunile referitoare la sectoarele climatice din „micro-regiunea geografică Bacău": sectorul de luncă Bistriţa-Siret cu umezeală relativă mai ridicată şi inversiuni frecvente de temperatură, sectorul teraselor şi piemontului cu insolaţie ridicată, sectorul de cueste şi sectorul interfluviilor şi platorurilor înalte de la est şi vest care se remarcă prin temperaturi cu 1,5-2 °C mai reduse, cantităţi de precipitaţii

cu 150-200 mm mai ridicate şi o durată mai mare de persistenţă a stratului de zăpadă.

Înfiinţarea Staţiunii de cercetări biologice, geologice şi geografice *Stejarul* şi publicarea lucrărilor într-un volum anual, începând cu anul 1968 constituie un alt impuls în cercetarea şi cunoaşterea climatologică a regiunii. Cercetărorii climatologi, axaţi prioritar pe teme de cercetare din arealul văii Bistriţei, îşi extind preocupările şi asupra Culoarului Siretului pe o tematică variată legată de diferenţierile topoclimatice (Apăvăloae, 1975), cantităţile de precipitaţii în 24 h (Apăvăloae *et al.*, 1995, Pîrvulescu *et al.* 1995), radiaţia solară şi temperatura aerului (Apostol *et al.* 1988).

În aceeaşi perioadă publicaţiile climatice la nivel naţional aduc contribuţii deosebit de valoroase la cunoaşterea climei Culoarului Siretului. Se remarcă în acest sens hărţile topoclimatice ale României care aduc informaţii preţioase la cunoaşterea climatică. Dintre acestea pentru regiunea noastră de studiu, remarcăm harta topoclimatică – elaborată de Octavia Bogdan *et al.* – din *Atlas România* (1972-1979), ce scoate în evidenţă trăsăturile climatice distincte ale regiunii prin evidenţierea sa ca topoclimat complex în cadrul Moldovei. Sunt scoase în evidenţă trăsăturile sale depresionare, prin numărul ridicat de zile cu îngheţ şi prin temperaturile minime absolute foarte coborâte, iar harta regionării climatice a României de pe aceeaşi foaie scoate în evidenţă climatul de depresiune din lungul văii Siretului de la sud de Bacău până la nord de Roman. Şi în *Geografia României, vol I., 1983*, Culoarul Siretului este prezentat ca topoclimat complex în cadrul subcapitolului de topoclimate complexe realizat de Neamu Gh., sub conducerea colectivului de coordonare reprezentat de Octavia Bogdan şi Dumitru Ţâştea.

De asemenea monografiile geografice regionale aduc şi ele contribuţii la cunoaşterea climei Culoarului Siretului. În această categorie se încadrează capitolul de climă elaborat de Maria Pantazică din lucrarea *Podişul Moldovei – natură, om, economie*, 1980, în care sunt menţionate trăsăturile climatice distincte ale Culoarului Siretului. Concluzii asemănătoare sunt prezentate şi în *Geografia României*, vol. IV, 1992, sub redacţia aceloraşi cercetători din cadrul Universităţii „Al. I. Cuza". O importanţă mai redusă este deţinută de capitolele de climă din *Judeţul Bacău* (1972) elaborat de N. N. Lupu şi din *Judeţul Neamţ* (1974) elaborat de I. Ichim. În aceeaşi categorie includem şi *Potenţialul geoagricol al văii Siretului între Bacău şi Adjud* (Mară *et al.*, 2004), în care sunt evaluate şi condiţiile climatice din acest sector al Culoarului Siretului, fiind scoşi în evidenţă atât factorii meteo-climatici favorabili, cât şi cei restrictivi culturilor agricole.

De o importanţă deosebită pentru cunoaşterea climei acestei regiuni sunt lucrările de doctorat cu tematică de climatologie pentru regiuni fizico-geografice din cadrul Moldovei. În această categorie se înscrie lucrarea *Clima Subcarpaţilor Moldovei* elaborată de L. Apostol (2004), precedată de *Precipitaţiile atmosferice*

în Subcarpaţii Moldovei (2000). Ambele lucrări dispun de un impresionant volum de date provenite parţial din observaţii realizate în cadrul proiectelor de cercetare coordonate de autor în cadrul Staţiunii „Stejarul". Tratarea unei regiuni mai extinse decât regiunea studiată a condus la includerea în analiză a staţiilor meteorologice principale din Culoarul Siretului şi a principalelor posturi pluviometrice de la vest de Siret. De asemenea, *Riscurile climatice generate de precipitaţii în bazinul hidrografic al Siretului (2003)* elaborată de Felicia Vasenciuc aduce contribuţii la cunoaşterea pluviometrică a acestei regiuni. În aceeaşi categorie a tezelor de doctorat includem şi *Câmpia Moldovei – studiu climatic* elaborată de D. Mihăilă (2006) şi *Clima Colinelor Tutovei* elaborată de Tatiana Bradu (2004). Aceste lucrări întregesc imaginea climatică a Moldovei în care se integrează şi lucrarea de faţă. În ultima etapă au fost elaborate lucrări de doctorat tematice, în domeniul climatologiei, sub coordonarea prof. dr. Liviu Apostol, în care sunt aduse noi informaţii asupra fenomenului de grindină (Machidon, 2010), fenomenelor orajoase (Necula, 2010) sau inversiunilor termice (Ichim, 2014) la nivelul Moldovei, cu referiri detaliate şi la Culoarul Siretului.

II.3. Metode şi mijloace de cercetare

Lucrarea de faţă a utilizat fondul de date meteorologice provenit din Buletinele meteorologice lunare din perioada dinainte de 1955, Anuarele meteorologice din perioada 1955-1972 şi tabelele meteorologice lunare şi anuale din perioada 1972-2005 din arhiva Institutului Naţional de Meteorologie şi Hidrologie, respectiv a Administraţiei Naţionale de Meteorologie pentru staţiile meteorologice folosite în analiză. Datele au fost preluate de la nivel regional (Centrul Meteorologic Regional Moldova – Iaşi, respectiv Bacău) conform acordurilor valabile în perioada 1990-2005 între Facultatea de Geografie şi Geologie a Universităţii „Alexandru Ioan Cuza" din Iaşi şi Administraţia Naţională de Meteorologie privind folosirea datelor meteorologice de către doctoranzi. Baza de date meteorologice ROCADA (Bîrsan & Dumitrescu, 2014) a constituit deopotrivă sursa pentru o gamă largă de date climatice derivate prezente în lucrarea de faţă. De asemenea, pentru diverse studii de caz au fost utilizate date zilnice provenite din fluxul sinoptic internaţional, disponibile pe internet şi utilizate în conformitate cu Rezoluţia 40 a Organizaţiei Meteorologice Mondiale.

Chiar dacă, aşa cum am indicat anterior, în regiunea studiată sunt efectuate observaţii meteorologice începând cu anul 1886, am preferat ca pentru analiza stării actuale a climei regiunii să utilizăm perioada 1961-2005. Considerăm că acest interval este cât se poate de reprezentativ, atât ca distribuţie teritorială a staţiilor meteorologice în această perioadă, cât şi sub aspectul omogenităţii şirului de date. Ţinând cont că perioada de referinţă utilizată de O.M.M. în studiile climatice este 1960-1990 şi că există recomandări ale O.M.M. pentru ca în elaborarea studiilor climatice să se utilizeze o perioadă de observaţii de minimum 30 de ani (Marin, 1986, Arléry *et al.*, 1973), considerăm

că perioada utilizată satisface toate cerinţele metodologice ale unui studiu climatic, lungimea şirului de date fiind suficientă chiar şi pentru elementele climatice cu cea mai mare variabilitate multianuală (Kostin *et al.*, 1964). Astfel, lucrarea de faţă se bazează pe o perioadă cu observaţii omogene din punct de vedere cantitativ (24 de observaţii diurne) şi calitativ (staţii meteorologice situate pe aceleaşi amplasamente). Deopotrivă, la această omogenitate participă şi realizarea observaţiilor meteorologice în perioada studiată cu instrumente meteorologice clasice.

Variaţia de lungă durată a sistemului climatic a fost analizată independent după analiza tuturor elementelor climatice. În acest caz au fost utilizate şirurile lungi de date disponibile în regiune, asigurându-se premise calitative pentru decelarea şi înţelegerea tendinţelor multianuale. Oricum, observaţiile de dinainte de 1960 pun foarte multe probleme sub aspect metodologic, generate de întreruperea observaţiilor în timpul celor două războaie mondiale şi mai ales a repetatelor schimbări de amplasament (staţia Roman a suportat 3, iar staţia Bacău 4 astfel de schimbări de amplasament). În acest sens, au fost folosite datele omogenizate pe perioada integrală de observaţie. În acelaşi timp, în perioada recentă s-au produs schimbări ale amplasamentului staţiilor.

Studiul variaţiilor de lungă durată a fost realizat cu ajutorul tendinţelor liniare, polinomiale, precum şi cu ajutorul mediilor glisante, în general pe perioade de 11 ani, la care se adaugă şi studiul ciclicităţilor realizat pe baza analizei spectrale Fourier cu sprijinul programului STATISTICA.

Deficienţa majoră a amplasării reţelei de observaţie din România este dată de slaba reprezentare a etajelor altitudinale, cele mai multe staţii meteorologice fiind amplasate pe firul văilor, în apropierea centrelor urbane. Această deficienţă este valabilă şi pentru Culoarului Siretului, staţiile meteorologice din regiune şi din vecinătatea ei extinzându-se până la cel mult 300 m. Pentru a ameliora această deficienţă au fost prelucrate şi datele din vecinătate de la staţii meteorologice care pot surprinde diferenţe altitudinale prin compararea lor cu staţii corespondente din valea Siretului. Astfel, în sectorul nordic, pentru surprinderea diferenţelor altitudinale au fost folosite staţiile meteorologice Secuieni, Roman şi Strunga, iar pentru sectorul central, în acelaşi scop, au fost utilizate staţiile Bacău şi Plopana.

O altă sursă de date a fost constituită din buletinele meteorologice zilnice elaborate de A.N.M în perioada 1980-2001, care au fost utilizate pentru analiza condiţiilor de circulaţie atmosferică în cadrul regiunii. Aceste buletine au reprezentat şi o preţioasă sursă de date meteorologice zilnice (temperatura maximă, temperatură minimă, fenomene atmosferice, cantitatea de precipitaţii) care au fost folosite pentru definirea condiţiilor meteorologice specifice principalelor tipuri de circulaţie atmoserică. Această sursă a fost confruntată şi completată cu materialele sinoptice disponibile în arhiva Global Forecast System pentru perioada 1948-2007 (www.wetterzentrale.de). Elaborarea clasificării

sinoptice proprii s-a bazat pe metoda analizei vizuale a hărţilor sinoptice zilnice de la sol şi altitudine (suprafeţele de izogeopotenţial de 500 hPa şi 850 hPa). Metoda de bază a acestei clasificări este una subiectivă, bazată pe analiza acţiunii principalilor centri de acţiune barică la nivelul continentului şi pe stabilirea direcţiei de advecţie a maselor de aer.

Reprezentările cartografice au plecat de la Modelul Numeric al Terenului extras din SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ce asigură o rezoluţie de cca 90 m, şi s-au bazat, în cea mai mare parte, pe regresii altitudinale liniare sau polinomiale calculate cu ajutorul programului Excel 2003.

Datele referitoare la radiaţia atmosferică au fost prelucrate prin metode clasice – *ecuaţia Angström şi nomograma Kämpfert-Morgen* – şi mijloace moderne reprezentate de prelucrările grafice ale parametrilor radiaţiei solare realizate cu ajutorul programelor ŞAGA GIS şi TNT Mips. Pentru reprezentarea radiaţiei de undă lungă au fost delimitate principalele categorii de utilizare a terenului conform metodologie programului Corine Land Cover şi adaptate la necesităţile climatologice, ţinându-se cont de principiul omogenităţii albedoului pe fiecare categorie distinctă de utilizare.

Deopotrivă, au fost utilizate date provenite din sondajele aerologice realizate la Bacău în intervalul 1957-1965, culese din anuarele aerologice publicate în perioada respectivă. La acestea se adaugă, mai ales pentru diferite studii de caz, date provenite din radiosondaj de la Cernăuţi, staţie considerată reprezentativă – prin poziţia sa la est de lanţul carpatic – pentru situaţiile sinoptice caracterizate prin persistenţa maselor de aer de origine continentală.

Rezultatele obţinute au fost raportate în mod continuu la lucrările climatologice de referinţă realizate la nivelul întregii ţări – *Clima României*, vol. I-II (1962, 1966), *Atlasul climatologic* (1966), *Atlas România* (1972-1979), *Geografia României*, vol. I (1983), *Clima României* (2008) –, dar şi la cunoştinţele climatologice acumulate pe măsura evoluţiei demersului ştiinţific din acest domeniu.

Capitolul III

FACTORII CLIMATOGENI

III.1. Radiaţia solară

Cantitatea de radiaţie solară receptată la suprafaţa terestră depinde în primul rând de poziţia latitudinală a suprafeţei receptoare. Din acest punct de vedere, Culoarul Siretului prezintă o extindere latitudinală de aproape 1° (Adjud 46°05', Roman 46°55'). Această extindere îşi pune amprenta asupra unghiului de incidenţă a razelor solare cu suprafaţa terestră şi totodată asupra duratei astronomice de strălucire a Soarelui, reflectându-se direct în diferenţierile ce apar pe direcţia nord-sud în cazul tuturor fluxurilor de radiaţie solară şi implicit asupra principalului rezultat al acţiunii radiaţiei solare la nivelul suprafeţei terestre – gradul de încălzire, exprimat prin temperatura solului şi temperatura aerului.

III.1.1. Radiaţia solară globală

Radiaţia solară globală receptată la suprafaţa terestră reprezintă suma dintre fluxul de **radiaţie solară directă şi radiaţie difuzată** în atmosferă.

Radiaţia solară directă reprezintă partea din fluxul radiaţiei solare care nu suportă modificări fizice pe parcursul traversării atmosferei terestre. În lipsa observaţiilor radiometrice la staţiile meteorologice din Culoarul Siretului, putem raporta valorile fluxului de *radiaţie solară directă* la valorile măsurate la Iaşi – staţie reper pentru nordul regiunii studiate şi la Galaţi – valori valabile în special pentru regiunea de la contactul cu Câmpia Siretului Inferior.

Radiaţia solară directă a fost evaluată în studiul de faţă pe baza relaţiei Lambert ce ţine cont de unghiul de incidenţă a razelor solare cu suprafaţa terestră.

Regimul anual al acestui flux radiativ pune în evidenţă valorile maxime din perioada caldă a anului, când se depăşeşte 1 cal/cm²/min în jurul amiezii locale (*Geografia României*, vol. I, 1983). La amiază, valorile radiaţiei solare directe variază de la 1,25 cal/cm²/min în timpul verii la 1,05 cal/cm²/min iarna (Andriţoiu, 1962). Pentru perioada 1960-1991 valorile radiaţiei solare directe la Iaşi au fost de 0,49 cal/cm²/min la ora 9, 0,75 cal/cm²/min la ora 12 şi 0,47 cal/cm²/min la ora 15 (Oprea, 2001). Valorile maxime absolute pentru aceeaşi perioadă s-au ridicat până la 1,49 cal/cm²/min în luna iulie, iar valoarea minimă absolută a coborât în luna martie până la 0,11 cal/cm²/min (tab. 1). Radiaţia solară directă deţine un aport variabil în cantitatea de radiaţie solară globală, de la 26-27% în decembrie, pe fondul nebulozităţii ridicate din sezonul rece, până la 52-62% în luna august (Buiuc, 1984).

Tabel 1. *Valorile extreme ale radiaţiei solare directe şi difuze pe suprafaţă orizontală în perioada 1961-1990 la staţia radiometrică Iaşi (kcal/cm²) – Oprea, 2001*

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Radiaţie solară directă												
Max	1,34	1,42	1,49	1,41	1,42	1,36	1,39	1,38	1,33	1,36	1,25	1,21
Min	0,20	0,28	0,08	0,13	0,20	0,20	0,11	0,15	0,18	0,22	0,13	0,14
Radiaţie solară difuză												
Max	0,53	0,70	0,88	0,89	0,92	0,88	0,86	0,82	0,76	0,65	0,53	0,41
Min	0,01	0,02	0,02	0,05	0,07	0,08	0,08	0,08	0,04	0,03	0,02	0,01

În cazul cerului acoperit radiaţia solară globală este constituită în totalitate din **radiaţie difuzată** pe cristalele de gheaţă sau pe picăturile de apă ce intră în componenţa norilor. La nebulozitate intermediară, valoarea ponderii radiaţiei solare difuze din radiaţia globală este de cca 50% la suprafaţa terestră şi de cca 10% la înălţimea de 4 km (Chorley *et al.*, 2005). Chiar dacă ponderea radiaţiei difuze în fluxul global este mai mare în semestrul rece, cantitatea maximă este înregistrată în perioada caldă a anului la valori mari ale unghiului de incidenţă a radiaţiei solare cu suprafaţa terestră.

Din datele analizate de Oprea, 2001, la staţia radiometrică Iaşi, radiaţia solară difuză a fost de 0,05 cal/cm²/min la ora 9, 0,17 cal/cm²/min la ora 12 şi 0,06 cal/cm²/min la ora 15 în luna decembrie, iar în luna iunie de 0,14 cal/cm²/min la ora 6, 0,37 cal/cm²/min la ora 9, 0,42 cal/cm²/min la ora 12, 0,36 cal/cm²/min la ora 15 şi 0,14 cal/cm²/min la ora 18.

Radiaţia solară globală a fost evaluată în mai multe lucrări de specialitate pe principii variate. Prezentăm mai jos rezultatele estimărilor realizate de către Neacşa *et al.* în Atlasul Geografic al României şi pe cele obţinute pentru Moldova de către Oprea *et al.*, 2005. Radiaţia globală (Rg) reprezintă suma dintre radiaţia solară directă (S) şi cea difuzată (D) în atmosferă.

Conform *Atlasului Geografic al României* (1972-1979), hărţile radiaţiei solare subliniază existenţa unor valori medii anuale cuprinse între 116-120 kcal/cm² în cadrul Culoarului Siretului, evaluate pe baza formulei Angström. Distribuţia acestui element este influenţată de extinderea latitudinală a regiunii. În semestrul cald regiunea receptează 85-90 kcal/cm², iar în semestrul rece 29-31 kcal/cm² cu aceeaşi distribuţie influenţată de latitudine.

Pe baza formulei Angström, Oprea *et al.*, 2005 realizează o evaluare a radiaţiei solare globale la nivelul părţii de nord-est a României. Conform acestui studiu, în lungul Culoarului Siretului sumele anuale de radiaţie globală scad din sud spre nord de la cca 115,8 kcal/cm² în regiunea Adjudului până la cca 111,1 kcal/cm² în nord, la Roman. Regimul radiometric la nivel anual se caracterizează printr-un minim în luna solstiţiului de iarnă, atunci când radiaţia globală este

cuprinsă în regiunea analizată între izopirele de 2,6 şi 2,8 kcal/cm², şi valoarea maximă în luna iulie (postsolstiţial) cu 16,0-16,4 kcal/cm².

Diferenţele care apar între aceste evaluări pot fi explicate prin schimbări în intensitatea fluxurilor radiative în cursul ultimelor decenii, prin modificări cantitative ale parametrilor nebulozităţii, dar mai probabil prin utilizarea unor perioade de observaţie diferite.

Ţinând cont de numărul restrâns de staţii meteorologice la nivelul cărora se realizează observaţii radiometrice – Iaşi şi Galaţi pentru Moldova – estimarea fluxurilor radiative a fost şi este realizată prin metode diverse dintre care am încercat spaţializări ale radiaţiei solare globale plecând de la *metoda Angström* şi *metoda Kämpfert-Morgen*.

Sumele radiaţiei solare globale la nivel anual sunt influenţate în primul rând de *factorii astronomici*, exprimaţi prin coordonatele matematice ale regiunii analizate. Extinderea în latitudine influenţează atât unghiul de incidenţă a razelor solare cu suprafaţa terestră, cât şi lungimea astronomică a zilei, ambii facori reflectându-se în cantitatea de radiaţie receptată la limita superioară a atmosferei. Odată pătruns în atmosfera terestră fluxul radiativ este influenţat de *factori meteorologici* precum nebulozitatea, prin ecranare, şi carcateristicile de transparenţă şi compoziţie chimică a atmosferei, prin procesul de filtrare.

Formula Angström integrează cel mai bine aceşti factori de influenţă asupra radiaţiei solare globale (Allen *et al.*, 1998):

$$Rg = Ra\,[a + b(d/D)]$$

unde:

Rg = radiaţia globală;

Ra = radiaţia solară, receptată la limita superioară a atmosferei, pe o suprafaţă paralelă cu orizontul punctului de determinare;

d/D = fracţia de insolaţie, reprezentând raportul dintre durata efectivă (d) şi durata astronomică (D) de strălucire a Soarelui;

a, b = coeficienţi exprimând structura calitativă a radiaţiei globale; aceştia se estimează pe baza clasificării climatice elaborate de către Köppen şi Geiger, prezentând pentru Culoarul Siretului următoarele valori: a = 0,25, b = 0,5.

Valorile *radiaţiei solare extraterestre (Ra)* – fluxul care nu a pătruns şi nu a suportat transformări din partea atmosferei terestre – pentru latitudinea de 46 °N, latitudine care este luată ca reper pentru Culoarul Siretului, se ridică la 227,1 kcal/cm²/an (Allen *et al.*, 1998). Valorile extreme se înregistrează în lunile solstiţiale (tab. 2), când acesta ajunge la 0,24 kcal/cm²/zi în luna decembrie şi 1 kcal/cm²/zi în cursul lunii iunie. În ceea ce piveşte sumele lunare ale radiaţiei extraterestre se remarcă pezenţa maximului din luna iulie – 30,1 kcal/cm², lună care are un număr mai mare de zile, în timp ce în luna solstiţiului de iarnă

minima coboară la 7,3 kcal/cm². Astfel, cca 38% din radiaţia extraterestră este concentrată în cursul lunilor de vară, 31% primăvara, 19% toamna şi 11% iarna.

Tabel 2. *Valorile medii ale sumelor radiaţiei solare extraterestre pentru latitudinea de 46 °N (kcal/cm²) (Allen et al., 1998)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Cantitatea	8,4	11,3	18	23,6	29	30,1	30,1	26,3	19,7	14,2	9	7,3	227,1
Cantitatea zilnică	0,3	0,4	0,6	0,8	0,9	1	1	0,8	0,7	0,5	0,3	0,2	

Extinderea latitudinală de aproape 1° impune diferenţieri în cantitatea de radiaţie extraterestră în cadrul Culoarului Siretului. Pe baza datelor FAO (Allen *et al.*, 1998) au fost calculate valorile radiaţiei extraterestre la cele 3 staţii meteorologice pe baza latitudinii la care sunt situate şi a gradientului latitudinal al radiaţiei. Astfel, pe fondul extinderii latitudinale apare o diferenţă de aproximativ 3 kcal/an între Roman şi Adjud.

Durata efectivă de strălucire a Soarelui reprezintă rezultatul valorilor duratei astronomice, ale nebulozităţii inferioare şi mijlocii care pot interveni în ecranarea discului solar. Valoarea maximă a acestui elment (fig. 3) este atinsă – ca şi radiaţia extraterestră – în luna iulie (Adjud: 292,9 ore, Bacău: 267,5 ore şi Roman: 279,4 ore). Frecvenţa ridicată a fenomenului de ceaţă, precum şi a cea a norilor inferiori în regiunea oraşului Bacău conduc la valori mai reduse ale duratei efective de strălucire a Soarelui. Valoarea minimă este atinsă în luna solstiţiului de iarnă, cu valori în jur de 60 de ore (Adjud: 65,1 ore, Bacău: 58,2 ore şi Roman: 59,1 ore).

Distribuţia anotimpuală marchează o pondere ridicată a valorilor acumulate în timpul verii – în jur de 40%, 27% în timpul primăverii, 21% toamna şi doar 11% iarna. Faţă de distribuţia anotimpuală a ponderilor radiaţiei extraterestre se remarcă mici diferenţieri ce subliniază valorile mai ridicate ale nebulozităţii în timpul primăverii.

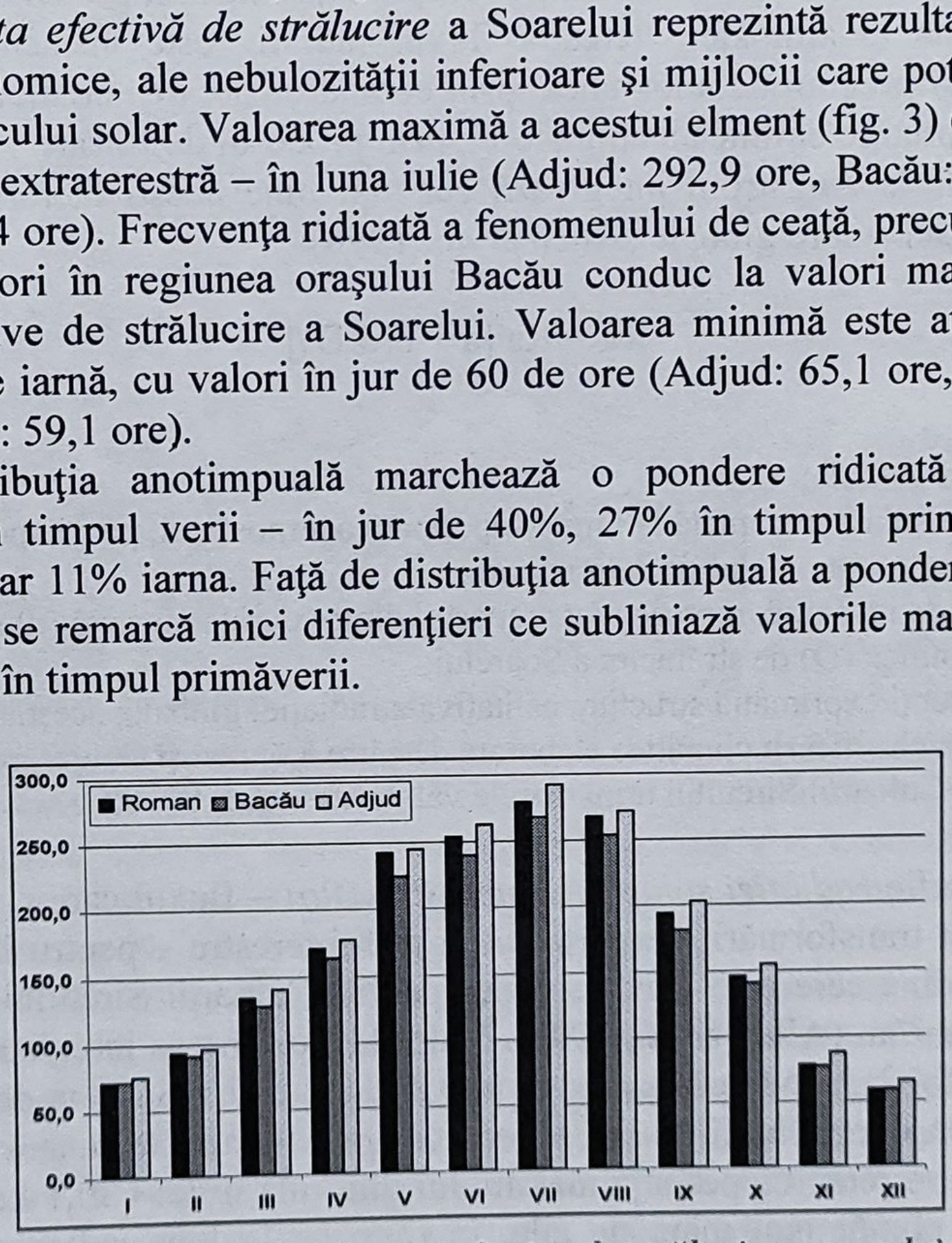


Fig. 3. *Regimul anual al duratei efective de strălucire a soarelui (ore) în Culoarul Siretului (1970-2002)*

În ceea ce priveşte sumele anuale ale duratei efective de strălucire a Soarelui, acestea se încadrează în valorile specifice Podişul Moldovei (Neacşa & Susan, 1984), păstrându-se trăsătura de azonalitate sublinată prin valorile mai reduse de la Bacău. Valorile depăşesc 2000 de ore la Adjud (2069,3 ore), ajung la 1990,9 ore la Roman şi la doar 1892,8 ore la Bacău, valori mult mai coborâte decât evaluările anterioare (Neacşa *et al.*, 1969).

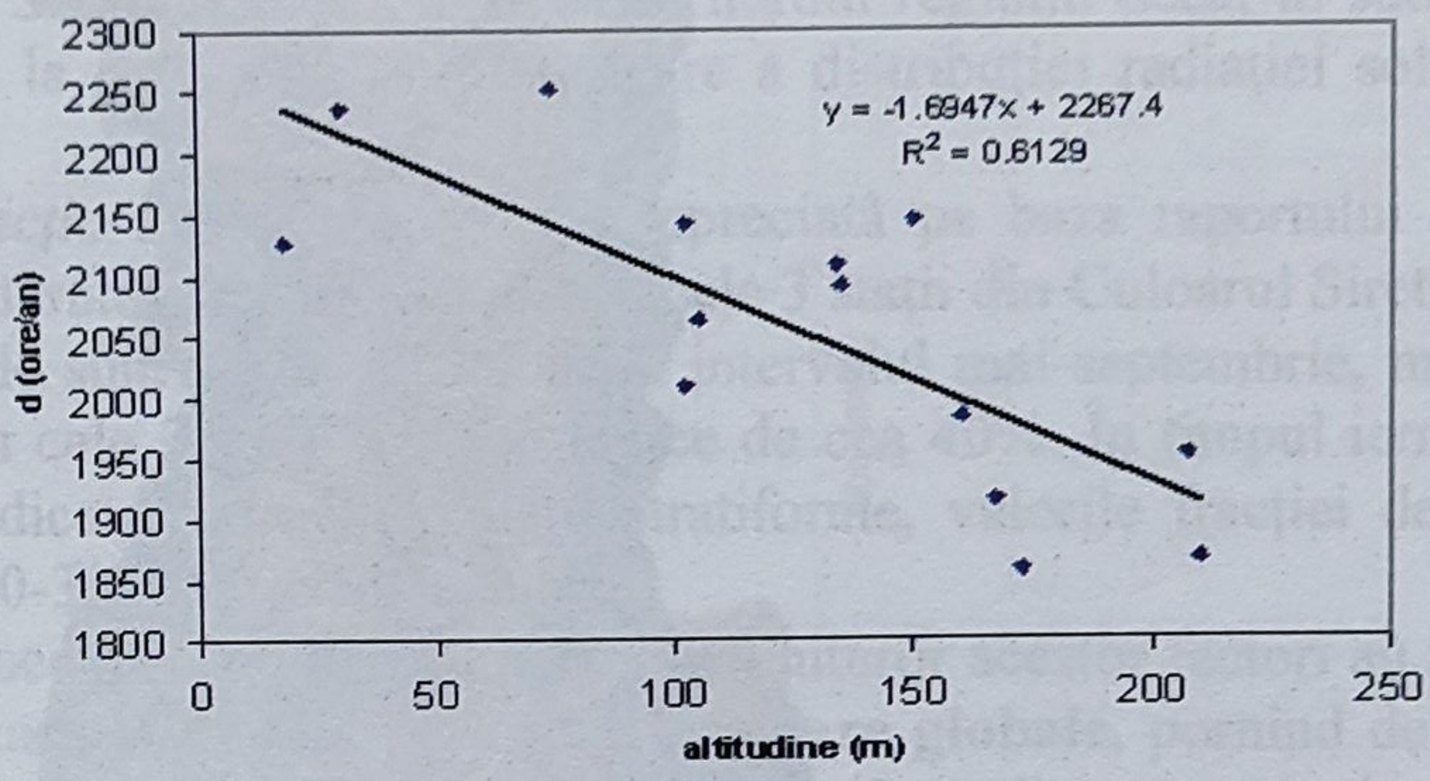


Fig. 4. *Relaţia dintre durata de strălucire a soarelui şi altitudine în Podişul Moldovei (Sfică & Patriche, 2007)*

Pentru spaţializarea duratei de strălucire a Soarelui în Culoarul Siretului s-a ţinut cont de relaţia dintre durata de strălucire a Soarelui şi altitudine în Podişul Moldovei (fig. 4), fiind luate în calcul datele anuale medii ale acestui parametru pentru 14 staţii meteorologice de pe cuprinsul Moldovei. Diferenţierile regionale din cadrul Moldovei sunt rezultatul combinat al poziţiei latitudinale şi al altitudinii staţiilor, dar nu trebuie neglijat rolul pe care îl are frecvenţa mai mare a maselor de aer oceanic şi arctic în partea nordică a regiunii (Gugiuman, 1970).

Ţinând cont de gradientul altitudinal obţinut pe cuprinsul Moldovei, a fost obţinută repartiţia spaţială a duratei efective de strălucire a soarelui în cadrul Culoarului Siretului (fig. 5). Astfel, valorile anuale sunt cuprinse între cca 1500 ore în regiunile situate la altitudini mai mari de 400 m altitudine din Culmea Răcăciuni – Siret, Culmea Pietricica şi dealurile piemontane, precum şi pe cumpăna de ape dintre Siret şi Bârlad. În sectorul culoarului de la sud de Bacău sumele medii anuale depăşesc 2000 de ore în lunca Siretului şi pe terasele acestuia, valorile maxime de peste 2100 de ore fiind înregistrate într-un areal limitat la sud de Sascut.

Valoarea medie estimată pentru toată regiunea studiată este de cca 1860 ore anual, aproximativ 14% din teritoriul analizat deţinând valori mai mari de 2000 ore.

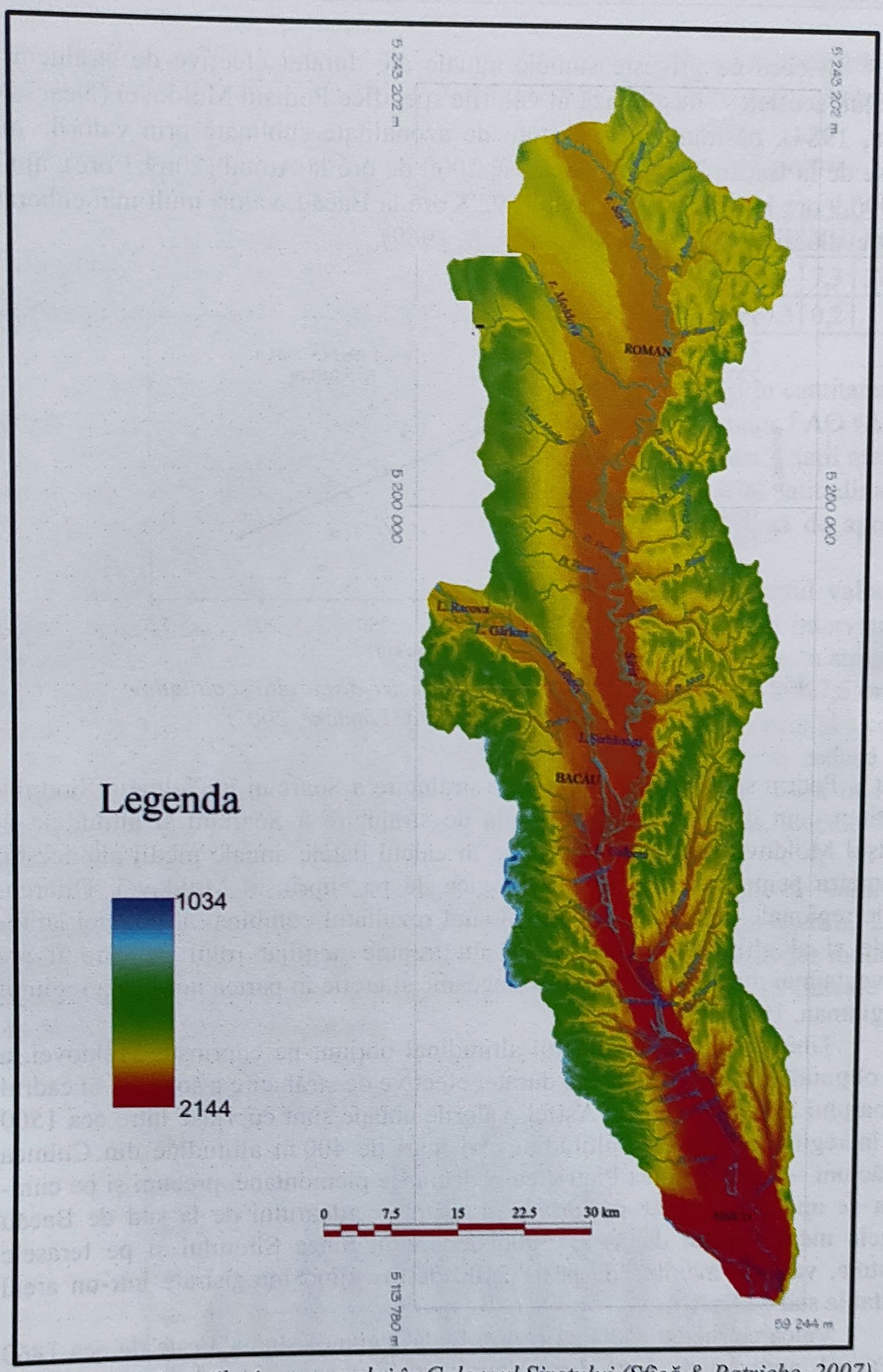


Fig. 5. *Durata de strălucire a soarelui în Culoarul Siretului (Sfîcă & Patriche, 2007)*

Durata astronomică de strălucire a Soarelui nu prezintă diferenţieri majore în cadrul regiunii de la 4383,7 ore la Adjud, la 4385,3 ore la Bacău şi 4394,9 ore la Roman (Allen *et al.*, 1998). Regimul anual este asemănător cu cel al celorlalţi parametri analizaţi anterior, cu valori maxime în iulie (valori de 505 ore la Roman, 477 ore la Bacău şi 472 la Adjud) şi minimul în luna decembrie (valori cuprinse între 230 ore la Roman, 257 ore la Bacău şi 262 ore la Adjud). Datorită extinderii latitudinale de cca 49', în timpul verii durata astronomică de strălucire a Soarelui este mai mare în nordul regiunii decât în sud, acest factor contribuind la o oarecare uniformizare a distribuţiei radiaţiei solare în cadrul regiunii.

Fracţia de insolaţie a fost apreciată pe baza raportului dintre durata efectivă şi durata astronomică pentru cele 3 staţii din Culoarul Siretului. Valorile medii anuale sunt peste 50% doar în intervalul mai-septembrie, mediile anuale fiind pentru cele 3 staţii meteorologice de cca 40%. În timpul iernii, pe fondul valorilor ridicate ale nebulozităţii stratiforme, valorile fracţiei de insolaţie se menţin la 20-30% în luna decembrie.

În aceste condiţii, prin integrarea tuturor acestor factori au fost calculate sumele **lunare şi anuale ale radiaţiei solare globale**, pornind de la fracţia de insolaţie din perioada 1970-2002 de la cele 3 staţii meteorologice din regiune. Regimul anual marchează aceeaşi evoluţie ca şi durata efectivă de strălucire a Soarelui. În decembrie, luna solstiţiului de iarnă, cantitatea medie de radiaţie este 2,6-2,7 kcal/cm² însă, faţă de radiaţia extraterestră, valoarea maximă se produce în iulie datorită nebulozităţii mai reduse, valorile fiind de 15,8 kcal/cm² la Roman, 16,0 kcal/cm² la Bacău şi 16,9 kcal/cm² la Adjud.

Sumele medii anuale ale radiaţiei solare globale se ridică la 115,2 kcal/cm² în sudul regiunii – Adjud – şi sunt mai reduse la Bacău – 109,4 kcal/cm², chiar decât la Roman, unde se acumulează 110,6 kcal/cm². Valorile calculate sunt mai reduse decât cele indicate în lucrările precedente pe fondul valorilor reduse ale duratei de strălucire a Soarelui dar şi ca urmare a perioadei diferite folosite în analiză (115,9 kcal/cm² pentru Bacău – Neacşa *et al.*, 1969).

De altfel, cantităţile medii ale radiaţiei solare globale (fig. 6) sunt mai reduse la Bacău decât la celelalte staţii pe întregul intervalele februarie-iunie şi august-noiembrie, cauza constituind-o frecvenţa mai ridicată a fenomenului de ceaţă, asociat nebulozităţii stratiforme. Vara cumulează 45-48 kcal/cm² (cca 40%) din valoarea anuală, lunile de primăvară deţin 32-34 kcal/cm² (cca 30%), cele de toamnă 20-21 kcal/cm² (cca 18%), iar în timpul iernii se acumulează în jur de 9 kcal/cm² (10%). În semestrul cald este concentrată 70% din cantitatea anuală de radiaţie solară globală.

Valorile anuale ale radiaţiei solare globale reprezintă cca 50% din radiaţia extraterestră, ponderea lunară situându-se între 37% în luna decembrie şi 55% în luna iulie. Aceste diferenţieri sunt dependente de valorile anuale ale nebulozităţii ce diminuează fluxul radiaţiei solare directe incidente pe suprafaţa terestră.

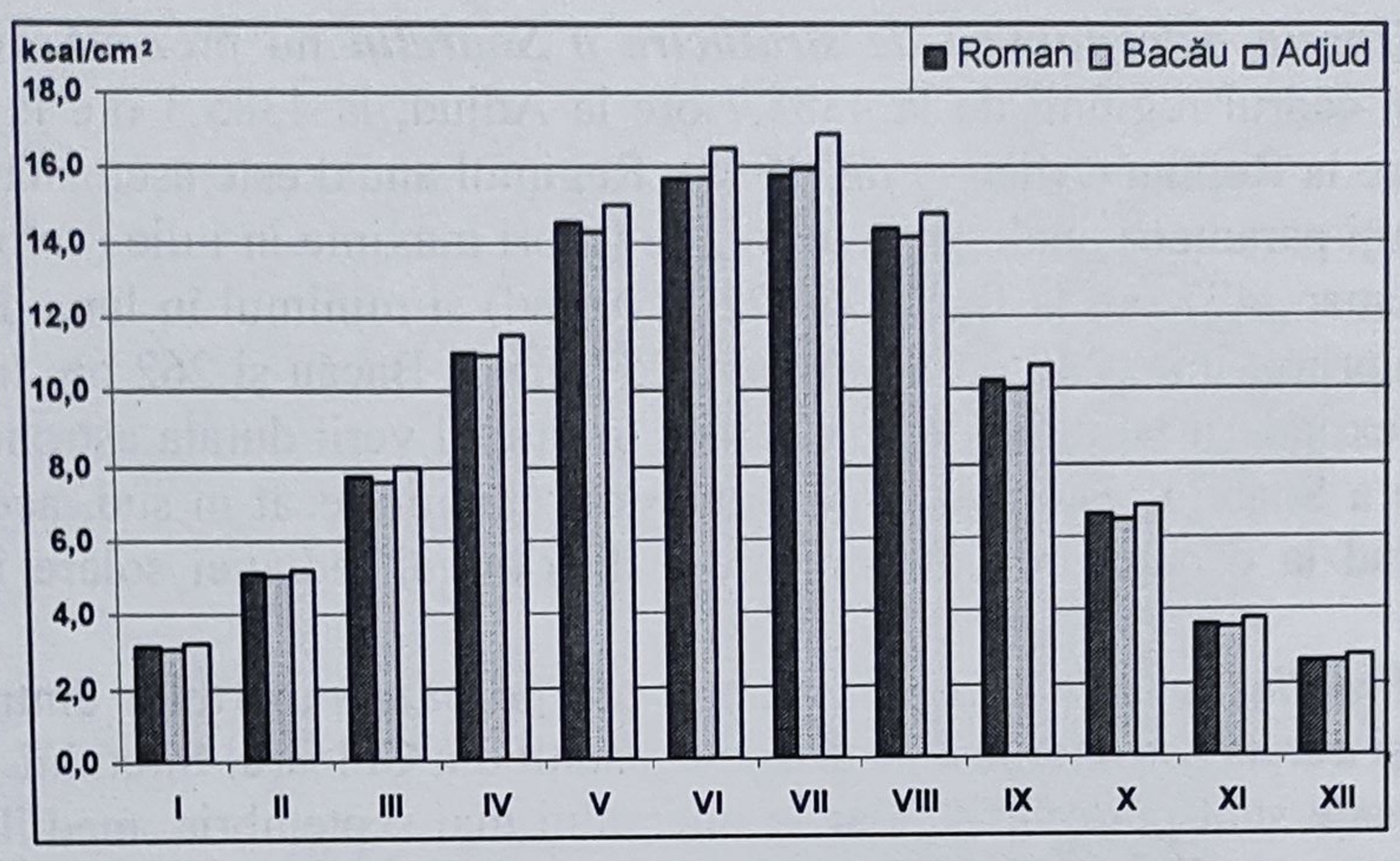


Fig. 6. *Regimul anual al radiaţiei solare globale în Culoarul Siretului calculat pe baza formulei Angström*

Ţinând cont de extinderea regiunii studiate, valorile calculate pentru cele 3 staţii sunt valabile pentru lunca Siretului şi nu pot fi generalizate pentru întreaga regiune, astfel încât a fost încercată o spaţializare prin integrarea rolului expoziţiei şi orientării asupra fluxului radiativ, tot pe baza formulei Angström:

a. *panta* intervine prin modificarea unghiului de incidenţă a razelor solare cu suprafaţa terestră determinând un unghi mai mare de incidenţă pe versanţii cu pantă mai mare şi expoziţie sudică;

b. *expoziţia* versanţilor este deosebit de importantă ţinând cont de poziţia latitudinală a regiunii analizate. Versanţii sudici vor recepta cantitatea maximă de radiaţie solară, în timp ce valorile minime sunt receptate pe versanţii nordici.

Aceşti factori au fost integraţi în formula Angström, după cum urmează (Patriche, 2005):

$$R_g = R_a\left[a + b\frac{n}{N}\frac{\sin(h_m \pm \alpha)}{\sin(h_m)}\right]$$

unde:

α = unghiul pantei;

h_m = unghiul solar mediu de înclinare a razelor solare cu suprafaţa terestră estimată folosind latitudinea (φ) şi numărul anual de zile (J) ţinând cont de formula (Allen *et al.*, 1998): $\sin(h_m) = \sin[0{,}85 + 0{,}3\ \varphi \sin(2\pi\ J/365 - 1{,}39) - 0{,}42\ \varphi^2]$;

n/N = fracţia de insolaţie.

Prin integrarea acestei relaţii în programul TNT Mips am spaţializat radiaţia solară globală în cadrul Culoarului Siretului. Distribuţia radiaţiei solare pune în evidenţă rolul celor doi factori fundamentali în gestionarea fluxului

radiativ: latitudinea şi caracteristicile morfologice, exprimate prin expoziţie şi pantă, ale suprafeţei incidente (fig. 7).

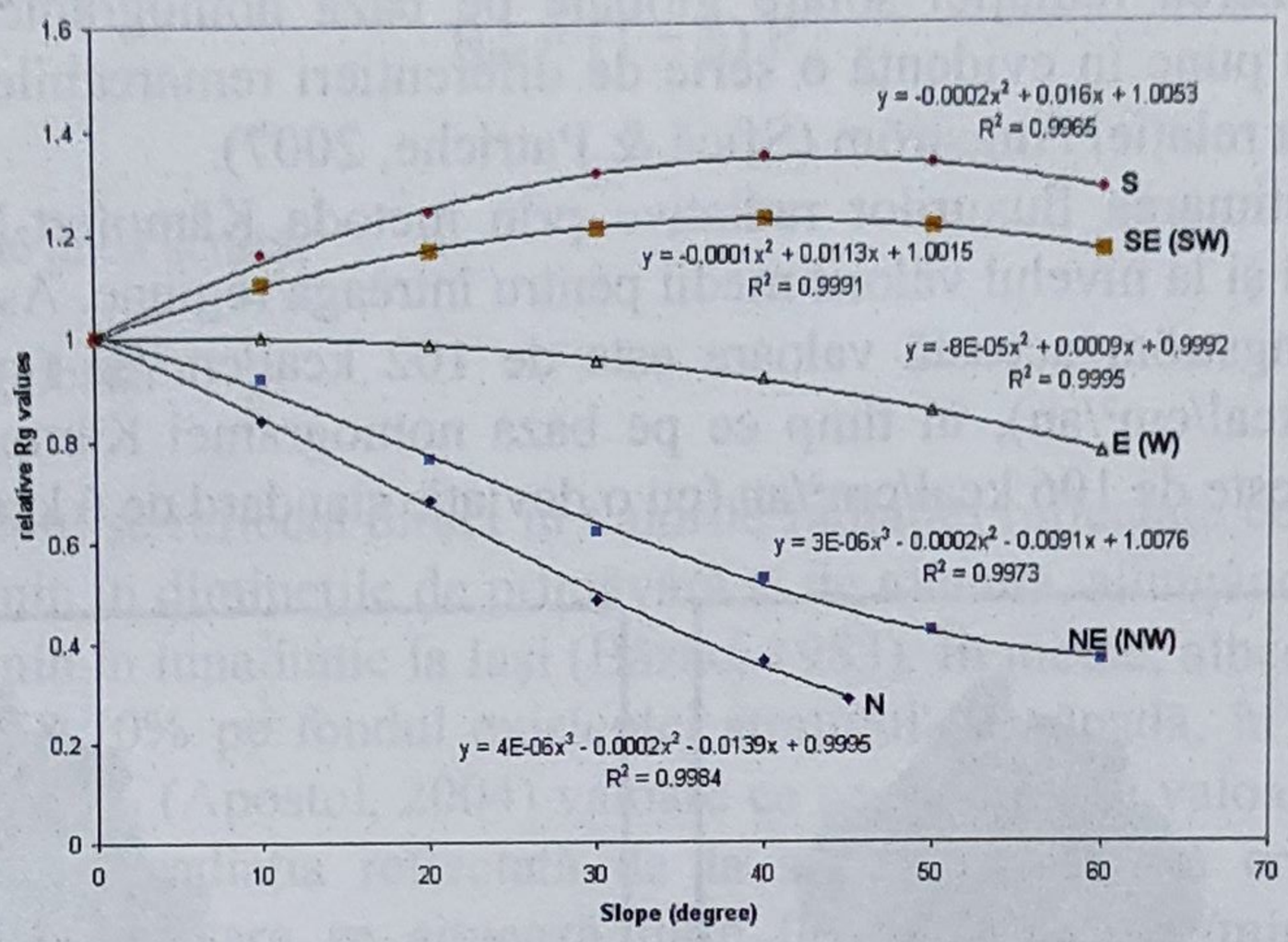


Fig. 7. *Relaţiile polinomiale dintre radiaţia globală – panta şi expoziţia versanţilor conform nomogramei Kämpfert-Morgen (prelucrare Patriche, 2005)*

Plecând de la aceste elemente putem surprinde mai multe caracteristici ale distribuţiei radiaţiei solare globale pe baza formulei Angström:

– scăderea valorilor radiaţiei globale pe direcţia nord-sud de le valori ce depăşe 110 kcal/cm²/an în sudul regiunii, la confluenţa Siretului cu Trotuşul, până la sub 105 kcal/cm²/an la nord de Roman. În cadrul acestui sector se remarcă şi valorile ridicate receptate la nivelul frunţilor de terasă ce au o orientare predominant sudică, ce receptează cantităţi mai ridicate, de până la 115 kcal/cm²/an (Sfîcă & Patriche, 2007);

– sectoarele joase ale bazinelor hidografice ale râurilor afluente, recep-tează şi ele peste 100 kcal/cm²/an (bazinul râului Polocin sau Răcătău);

– în regiunile cu declivitate accentuată se impune diferenţierea dată de orientarea versanţilor (Davidescu, 1973). Acest factor impune diferenţieri de 10-15 kcal/cm²/an între versanţii cu expoziţie nordică şi cei cu expoziţie sudică. Astfel, pe versanţii cu expoziţie sudică se acumulează anual 105-110 kcal/cm²/an, în timp ce pe cei cu expoziţie nordică se acumulează 90-95 kcal/cm²/an (Sfîcă & Patriche, 2007);

– în sectoarele înalte, la peste 400 m altitudine valorile anuale ale radiaţiei solare globale coboară la sub 90 kcal/cm²/an.

Estimarea fluxului **radiaţiei solare globale** în funcţie de expoziţie şi unghiul de pantă poate fi realizată şi cu ajutorul *nomogramei Kämpfert-Morgen* (fig. 7). Prin prelucrarea acestei nomograme au fost deduse funcţiile după care se modifică intensitatea fluxului radiativ de radiaţie solară globală în funcţie de principalele clase de expoziţie şi pentru diverse valori ale pantei terenului.

Astfel, faţă de suprafeţele orizontale, cele cu expoziţie sudică şi sud-estică receptează cantităţi mai mari de radiaţie, iar cele cu expoziţie nordică receptează cantităţi mai reduse (Sfîcă & Patriche, 2007).

Spaţializarea radiaţiei solare globale pe baza nomogramei Kämpfert-Morgen (fig. 8) pune în evidenţă o serie de diferenţieri remarcabile faţă de cea obţinută pe baza relaţiei Angström (Sfîcă & Patriche, 2007).

Supraestimarea fluxurilor radiative prin metoda Kämpfert-Morgen este pusă în evidenţă şi la nivelul valorii medii pentru întreaga regiune. Astfel, dacă pe baza relaţiei Angström această valoare este de 102 kcal/cm²/an (cu o deviaţie standard de 5 kcal/cm²/an), în timp ce pe baza nomogramei Kämpfert-Morgen valoarea medie este de 106 kcal/cm²/an (cu o deviaţie standard de 6 kcal/cm²/an).

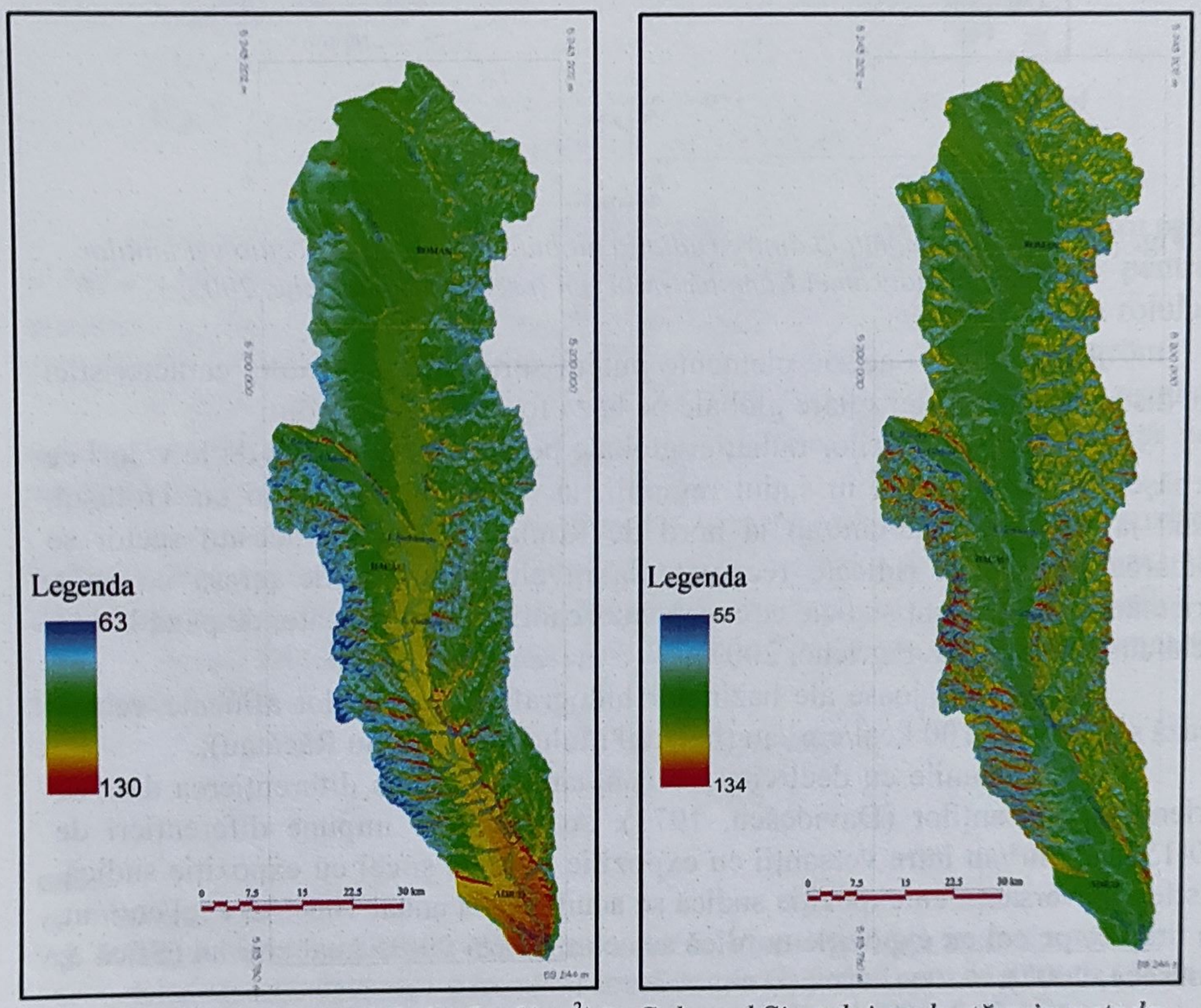


Fig. 8. *Radiaţia solară globală (kcal/cm²) în Culoarul Siretului evaluată prin metoda Angström şi metoda Kämpfert-Morgan (Sfîcă & Patriche, 2007)*

III.1.2. Radiaţia incidentă de undă scurtă

Radiaţia ce ajunge la suprafaţa terestră sub formă directă sau difuzată, după procesul de reflexie de la nivelul acesteia (Schmidt, 2006), reprezintă

radiaţia incidentă de undă scurtă (Rns). Ea poate fi apreciată pe baza următoarei formule:

$$R_{ns} = (1 - a)\, R_g$$

unde:
R_{ns} = radiaţia de undă scurtă;
a = albedoul;
R_g = radiaţia globală.

Albedoul se reflectă direct în valorile radiaţiei reflectate ce variază între 0,01 cal/cm²/min în dimineţile de primăvară şi de toamnă, ajungând la amiază la 0,21 cal/cm²/min în luna iunie la Iaşi (Bâzâc, 1983). În medie, albedoul are iarna o valoare de 58-70% pe fondul existenţei stratului de zăpadă, în timp ce vara coboară la cca 30% (Apostol, 2004) valoare ce se apropie de valoarea planetară. În aceste condiţii radiaţia reflectată de la suprafaţa terestră creşte iarna la 0,2 cal/cm²/min, iar vara se situează între 0,17-0,20 cal/cm²/min (*Geografia României*, vol. I, 1983).

În primă fază a fost calculat albedoul pentru întreaga regiune pornind de la harta utilizării terenului în cadrul regiunii (fig. 24). În acest sens au fost delimitate, pe baza imaginilor satelitare LANDSAT TM, 12 clase de utilizare a terenului, fiecăreia atribuindu-se o valoare a albedoului, pornind de la valorile albedoului înaintate în mai multe surse bibliografice (tab. 3).

Tabel 3. *Valori ale albedoului pentru suprafeţe naturale tipice utilizate în spaţializarea radiaţiei solare de undă scurtă absorbită la suprafaţa terestră (adaptare după Oke, 1987)*

Tip de suprafaţă	Albedo
Terenuri agricole	0,18-0,25
Vii şi livezi	0,15-0,20
Păduri de foioase	0,15-0,20
Păduri de conifere	0,05-0,15
Păşuni	0,16-0,26

În ceea ce priveşte distibuţia radiaţiei nete (fig. 9), aceasta pune în evidenţă marile categorii de utilizare a terenului. Astfel, la nivelul suprafeţelor cu un albedo ridicat valorile anuale se apropie de 90 kcal/cm², în timp ce pe cele cu albedo redus acestea coboară la 75 kcal/cm². Valoarea medie pe întreaga regiune este de 85 kcal/cm², cu o deviaţie standard de 5 kcal/cm².

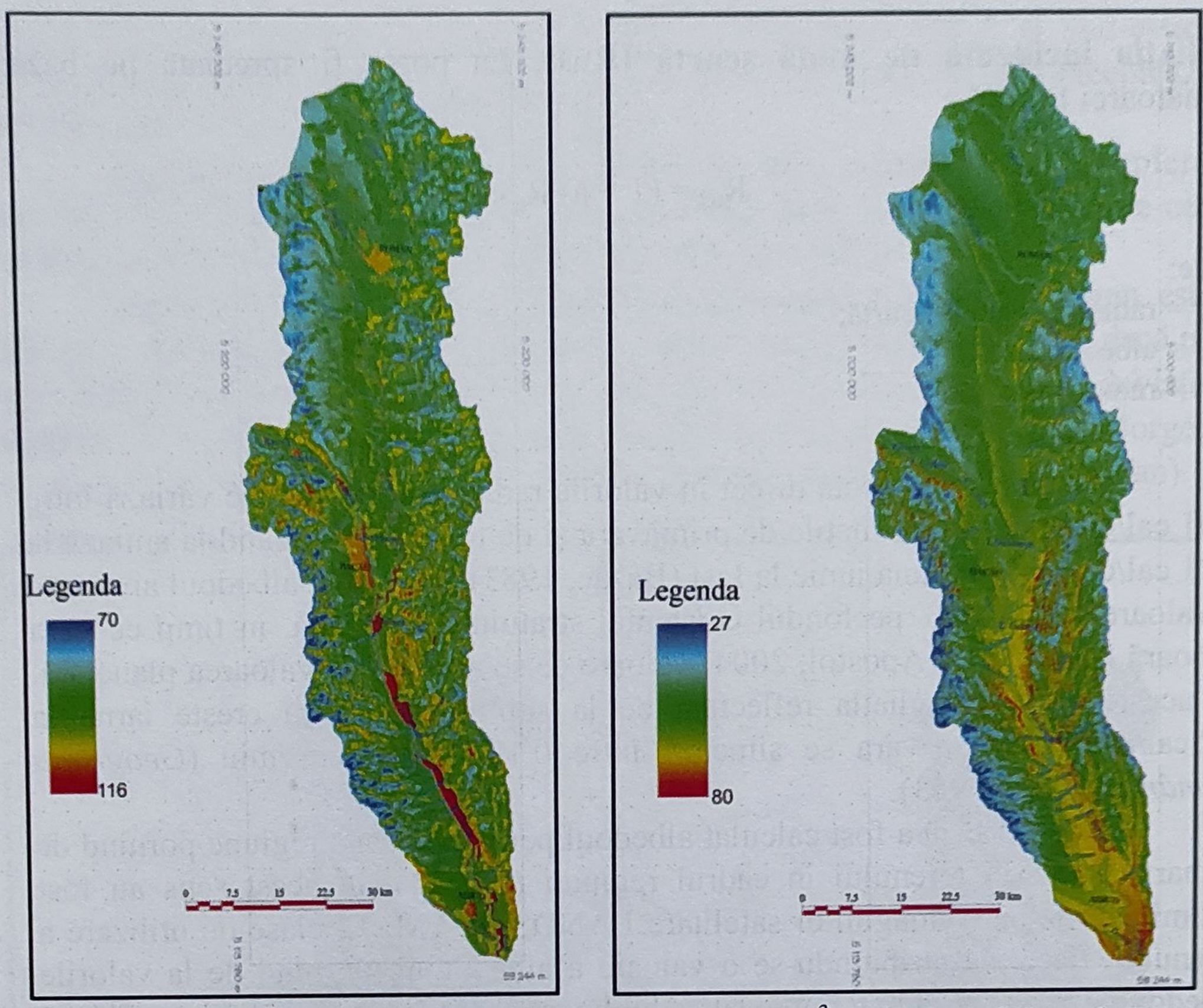


Fig. 9. *Radiaţia netă de undă scurtă şi lungă (kcal/cm^2) în Culoarul Siretului*

III.1.3. Radiaţia netă de undă lungă

Radiaţia netă de undă lungă (Rnl) sau radiaţia efectivă reprezintă diferenţa dintre fluxul de radiaţie infraroşie emis de suprafaţa terestră spre atmosferă şi cel emis de către aceasta din urmă spre suprafaţa terestră. Conform legii Stefan-Boltzmann, intensitatea acestui flux radiativ depinde de temperatura corpului emisiv. Această relaţie poate fi folosită pentru aprecierea fluxului de radiaţie de undă lungă, ţinându-se cont de o serie de factori meteorologici locali, precum tensiunea elastică a vaporilor de apă şi valorile fracţiei de insolaţie, după cum urmează (Sys *et al.*, 1999):

$$R_{nl} = \sigma T^4 \left(0.56 - 0.079 \sqrt{e_{act}}\right) \cdot \left(0.1 + 0.9\, n/N\right)$$

unde:
σ = constanta Stefan-Boltzmann (4,903 × 10^{-9} MJ/m^2 zi);
T = temperatura absolută (K);
e_{act} = tensiunea actuală a vaporilor de apă (mb);
n/N = fracţia de insolaţie.

Pentru calcularea valorilor lunare şi anuale ale acestui parametru au fost folosite datele meteorologice referitoare la următoarele elemente meteorologice pentru perioada 1970-2005: temperatura aerului (medii lunare), tensiunea actuală a vaporilor de apă (medii lunare) şi fracţia de insolaţie (medie lunară). Au fost folosite datele de la Adjud, Bacău şi Roman, ce vor contribui la crearea unei imagini generale asupra valorilor acestui flux radiativ în cadrul Culoarului Siretului.

Astfel, pe baza calculelor realizate, apreciem că valorile anuale ale acestui parametru radiativ variază între 38,9 kcal/cm²/an la Adjud şi 41,6 kcal/cm²/an la Roman (tab. 4), adică o distribuţie relativ uniformă dacă ţinem cont de distanţa apreciabilă dintre cele două staţii meteorologice. Valorile maxime lunare sunt atinse în luna august (3,9 kcal/cm² la Adjud şi 4,2 kcal/cm² la Roman), atunci când temperaturile ridicate sunt asociate cu valori apreciabile ale fracţiei de insolaţie, pe fondul unei concentraţii încă ridicate a vaporilor de apă în atmosferă. Valorile minime sunt atinse în luna decembrie când, fără a se înregistra minimul termic la nivel anual, valorile scăzute ale fracţiei de insolaţie se impun în conturarea celor mai reduse valori ale radiaţiei de undă lungă (2,28 kcal/cm² la Adjud şi 2,43 kcal/cm² la Roman).

Tabel 4. *Valorile lunare şi anuale ale radiaţiei de undă lungă în Culoarul Siretului, calculate pe baza legii Stefan-Boltzmann (kcal/cm²)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	2,57	2,98	2,98	3,44	3,95	3,31	3,63	3,86	3,55	3,60	2,69	2,28	38,85
Roman	2,64	2,77	3,45	3,66	4,10	3,82	4,09	4,16	3,93	3,75	2,76	2,43	41,56

Aceste estimări se înscriu la nivelul valorilor indicate anterior în studiile de acest gen. Astfel, în *Clima României* (vol. I, 1962), valoarea radiaţiei efective este apreciată la scară naţională la 38 kcal/cm²/an, în timp ce valoarea anuală la Iaşi calculată de Diaconescu (1967) era apreciată la 47 kcal/cm²/an.

Distribuţia spaţială a radiaţiei nete de undă lungă, la nivelul sumelor anuale (fig. 9), se caracterizează printr-o valoare medie de 41 kcal/cm², valorile variind, fără a lua în calcul valorile extreme rezultate în spaţializare, între 30 kcal/cm² în regiunile cu altitudini de peste 400 m altitudine şi 50 kcal/cm² în regiunile sudice ale Culoarului precum şi în cele care beneficiază de o expoziţie favorabilă.

III.1.4. Bilanţul radiativ

Bilanţul radiativ constituie sursa energetică de bază a proceselor şi fenomenelor meteo-climatice care se produc la nivelul suprafeţei active. El reprezintă diferenţa dintre radiaţia incidentă netă de undă scurtă (Rns) şi radiaţia netă de undă lungă (Rnl):

$$Rn = Rns - Rnl$$

Valorile bilanţului radiativ sunt negative pe parcursul lunilor de iarnă, atunci când pe fondul valorilor ridicate ale albedoului pierderea de radiaţie de la nivelul suprafeţei este ridicată. De asemenea, în timpul nopţilor bilaţul radiativ are valori negative, cu valori ce variază la Iaşi, pentru ora 1 între −0,03 cal/cm²/min în timpul iernii şi −0,05 cal/cm²/min pe parcursul verii. La amiază valorile sunt pozitive, variind de la 0,10 cal/cm²/min, pe parcursul ienii, la 0,70 cal/cm²/min în timpul verii (*Clima României*, vol. I, 1962).

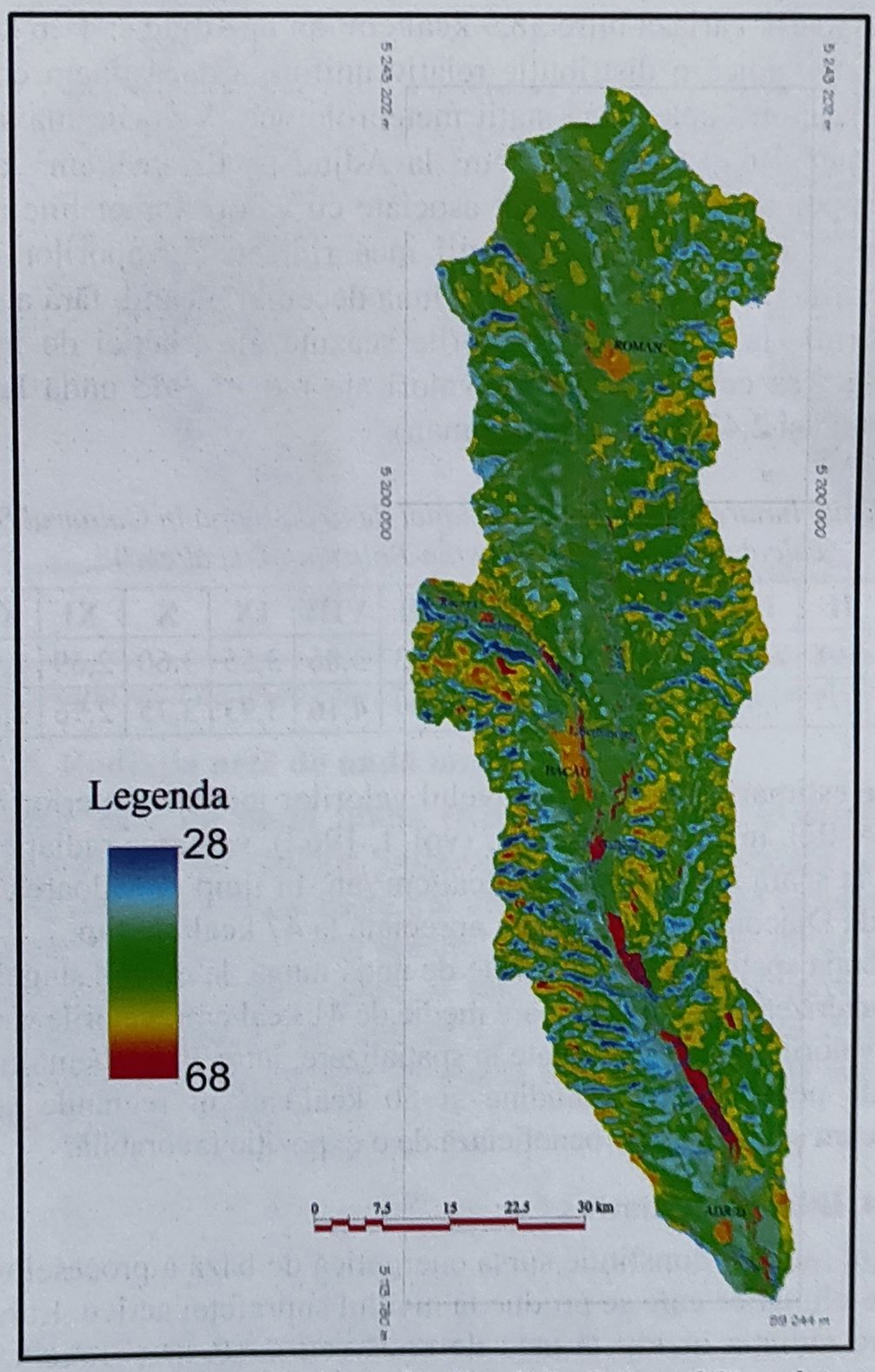


Fig. 10. *Bilanţul radiativ (kcal/cm2) în Culoarul Siretului*

La nivel anual valorile cumulate se ridică la 38-40 kcal/cm² (*Clima României*, vol. I, 1962), valorile maxime fiind atinse în iunie, când la Iaşi valorile urcă până la 10 kcal/cm², în timp ce valorile minime coboară până spre −1,5 kcal/cm² în luna decembrie (Diaconescu, 1967).

Distribuţia spaţială a bilanţului radiativ (fig. 10) a fost realizată prin spaţializarea diferenţei dintre fluxul de undă scurtă şi cel de undă lungă. Remarcăm faptul că cea mai mare parte a regiunii receptează sume anuale cuprinse între 40-45 kcal/cm² cu puternice diferenţieri între versanţii nordici pe care sumele coboară la 35 kcal/cm² şi cei cu expoziţie sudică pe care se receptează 45-50 kcal/cm².

Radiaţia solară – concluzii sectoriale. *Parametrii calitativi şi cantitativi ai radiaţiei sunt influenţaţi puternic, aşa cum este şi normal, de extinderea latitudinală, precum şi de diferenţierile altitudinale. Scăderea cantităţii de radiaţie solară de la sud la nord, cu 4-5 kcal//cm²/an, se reflectă în primul rând în scăderea temperaturii medii anuale cu cca 1 °C pe aceeaşi distanţă, de aici rezultând o serie întreagă de diferenţieri climatice în cadrul regiunii.*

În afara acestor diferenţieri latitudinale, trebuie să remarcăm însă că sectorul jos al văii Siretului, format din sistemul de terase, prin omogenitatea morfologică a podurilor de terasă, induce un grad ridicat de omogenitate în ceea ce priveşte aportul de radiaţie solară. Această omogenitate se reflectă şi într-un grad ridicat de coerenţă la nivelul comportamentul spaţial al multor elemente climatice (temperatura aerului, umezeala aerului, nebulozitatea). De altfel, credem că acest contrast dintre sistemul de terase şi regiunile învecinate contribuie la individualizarea climatică a Culoarului Siretului.

III.2. Suprafaţa activă

Culoarul Siretului reprezintă sub asepct morfologic prima regiune general cvasiorizontală de la est de Carpaţi. În acest fel, regiunea reprezintă un veritabil bazin de stabilizare a maselor de aer ce se îndreaptă spre Carpaţi sau a celor care provin dinspre aria carpatică. Diferenţele altitudinale au, deopotrivă, o capacitate deosebită de a modifica valorile parametrilor climatici. Caracteristica principală a suprafeţei active în Culoarul Siretului o constituie extinderea apreciabilă a suprafeţelor evaporante (lacuri, cursuri de apă), ceea ce contribuie, prin aportul local la umezeala aerului, la individualitatea climatică a regiunii.

III.2.1. Rolul climatogen al reliefului

Lunca şi terasele Siretului. Între Roman şi Adjud, valea Siretului este modelată în sedimentarul de platformă sarmato-pliocen din extremitatea vestică a Podişului Moldovei, precum şi în depozitele de molasă ale Subcarpaţilor Moldovei. Depozitele Podişului Moldovei sunt constituite din marne şi nisipuri cu intercalaţii de pietrişuri sarmaţiene până la Bacău, iar la sud de Bacău predomină nisipurile şi

pietrişurile cuaternare, în timp ce terasele sunt alcătuite predominant din pietrişuri şi bolovănişuri provenite din flişul carpatic (Martiniuc & Băcăuanu, 1983). Prezenţa cineritelor andezitice de la Răcăciuni implică o îngustare a văii până la 2 km la nivelul luncii, faţă de aproape 5 km la Adjud şi 7 km la Roman.

Exceptând sectorul de la Răcăciuni, materialele parentale au permis dezvoltarea unui sistem de terase complex, cu trăsături particulare. În sectorul dintre Roman şi Adjud, Siretul prezintă o vale asimetrică cu terase foarte bine dezvoltate pe partea dreaptă spre Subcarpaţi şi mult mai slab dezvoltate pe partea stângă, spre unităţile fizico-geografice de platformă. Siretul prezintă o albie majoră joasă foarte bine dezvoltată, inundabilă, înaltă de 1-2 m (fig. 12), deasupra căreia se înalţă o albie majoră înaltă neinundabilă înaltă de 5 m. Aceasta reprezintă sectorul cu terase de luncă (fig. 12) din valea Siretului (Sîrcu, 1965).

În cadrul teraselor de versant, Donisă şi Hârjoabă, 1974 (fig. 14) au identificat nu mai puţin de 8 nivele de terasă dintre care cele de 50-60 m şi 35-40 m sunt cele mai dezvoltate (fig. 11).

Lunca şi terasele Siretului, prin trăsăturile lor morfometrice, deţin un rol semnificativ în producerea şi evoluţia unor fenomene meteorologice, atât în perioadele de stabilitate, cât şi în cele de instabilitate atmosferică. Astfel, patul luncii şi podurile teraselor constituie *un cadru favorabil pentru stabilizarea maselor de aer în timpul semestrului rece* contribuind în acest fel la dezvoltarea invesiunilor termice în timpul iernii. Arealele aferente confluenţei Siretului cu afluenţii săi carpatici, în special cu Bistriţa (Donisă, 1978), capătă aspect de vale largă cu o extinderea apreciabilă a reliefului de terase, ceea ce accentuează caracteristicile şesului cu aspect depresionar specific acestui sector de vale.

În mod similar, în condiţii sinoptice dinamice, lăţimea luncii şi orientarea nord-sud a văii Siretului, în complex cu declivitatea accentuată a versanţilor învecinaţi, contribuie la *canalizarea maselor de aer*, mai ales în cazul circulaţiilor nordice şi sudice. Această canalizare a maselor de aer este o rezultantă directă a caracteristicilor fizico-geografice pe care le implică trăsăturile morfometrice ale văii Siretului între Roman şi Adjud, în special în cazul vânturilor cu direcţie nord sau sud.

În această idee putem spune că efectul Coandă (N. Ion-Bordei, 1988), fenomen specific curburii carpatice, datorează o parte din intensitate orientării şi laţimii văii Siretului. Ţinând cont că viteza medie a vântului la Măicăneşti – pe valea Siretului (*Clima României*, 1962) la câteva zeci de kilometri de la ieşirea din culoar – este cea mai ridicată din partea de est şi sud-est a României, putem deduce că în această regiune convergenţa curenţilor de aer este maximă, după care ei devin divergenţi, ceea ce conduce la scăderea vitezei vântului în nordul Câmpiei Române.

Rolul de canalizare a maselor de aer pe care îl deţine culoarul Siretului este subliniat şi de faptul că vitezele medii maxime ale vântului în Câmpia Siretului Inferior sunt specifice direcţiei nordice (Hohan, 2004). Intensitatea maximă a

convergenţei din arealul Măicăneşti este, în mod cert, potenţată de caracteristicile văii Siretului în sectorul de culoar.

Fig. 11. *Terasa de 35-40 m la vest de Siret în dreptul satului Adjudeni*

Fig. 12. *Terasa de luncă (5-7 m) pe partea stângă a Siretului în apropiere de Roman*

Fig. 13. *Terasa de confluenţă Bistriţa-Siret în apropiere de Bacău*

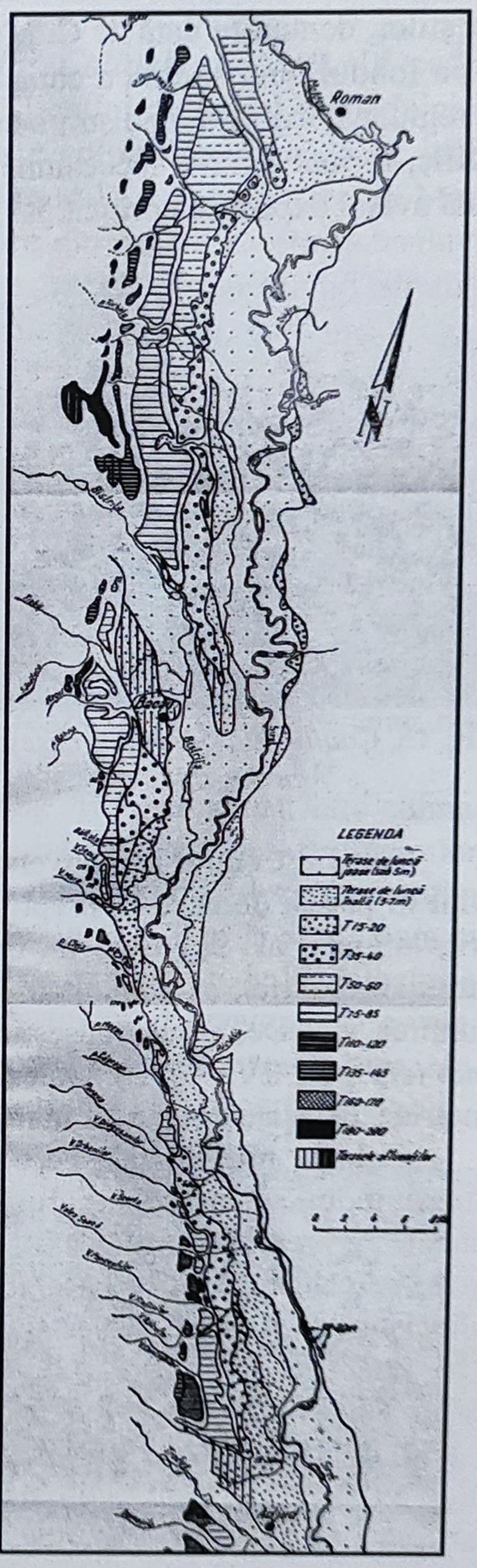


Fig. 14. *Terasele Siretului între Roman şi Adjud (Donisă & Hârjoabă, 1974)*

Arealele aferente regiunii studiate din Podişul Central Moldovenesc. Sectorul aparţinând bazinului hidrografic al Siretului din Podişul Central Moldovenesc – pe care îl luăm în considerare pentru analiza caracteristicilor climatice ale Culoarului Siretului – formează un complex regional numit Dealurile Icuşeştilor, denumire dată de C. Martiniuc în 1960 (fig. 15, fig. 16). În acest sector, pe fondul unui soclu cu caracter monoclinal, afluenţii Siretului ce izvorăsc din regiunea înaltă a podişului curg de la est la vest, determinând un relief specific, format dintr-o succesiune de cueste cu orientare est-vest, cu fruntea de cuestă având expoziţie nordică, iar reversul cu expoziţie în general sudică.

Fig. 15. *Confluenţa pârâului Icuşeşti cu Siretul*

Fig. 16. *Revers de cuestă din Dealurile Icuşeştilor*

Podişul Central Moldovenesc este încadrat regiunii studiate între Coasta Iaşului în partea de nord în dreptul localităţilor Gâdinţi şi valea pârâului Valea Morii, afluent al Siretului în dreptul localităţii Traian. Acest sector este identificat de altfel, ca subunitate în cadrul Podişului Central Moldovenesc sub denumirea de Dealurile Icuşeştilor, numite şi „Faţa Siretului" (*Geografia României*, vol. IV, 1992). Aceste dealuri sunt alcătuite din câteva culmi asimetrice, detaşate din partea înaltă a podişului, cu orientare est-vest.

Culmea interfluvială ce constituie limita regiunii studiate are în acest sector altitudini ce variază în jurul valorii de 400 m, ajungând la 446 m în dealul Avereşti. Pe areale extinse această culme se suprapune pe suprafeţe structurale formate pe calcare oolitice basarabiene, extinse pe suprafeţe mari, în special în arealul Buneşti-Avereşti. Cuestele Icuşeştilor au altitudini ce urcă de la 150-200 m, în apropiere de Siret, până la 400 m spre culmea interfluvială în est, în timp ce văile râurilor sunt situate preponderent între 200-250 m.

Sub aspectul rolului climatogen al reliefului acestei regiuni putem menţiona că fiecare bazin hidrografic din cadrul acestei regiunii are rolul unor sectoare depresionare ce comunică deschis cu lunca Siretului, putând contribui astfel la stabilizarea maselor de aer. În acelaşi timp, diferenţa altitudinlă de 200-300 m între culmea interfluvială Siret-Bârlad şi lunca Siretului se reflectă în

diferenţierile termice şi pluviometrice ce apar în cadrul acestui sector. Astfel, pe baza gradienţilor verticali culmile interfluviale au temperaturi anuale mai reduse cu 1-2 °C, în timp ce precipitaţiile sunt cu 100-200 mm mai însemnate decât în lunca Siretului.

Arealele aferente regiunii studiate din Colinele Tutovei. În cadrul Colinelor Tutovei culmea care separă bazinul Siretului de cel al Bârladului se impune categoric în morfologia unităţii. Această culme interfluvială se înalţă constant la peste 400 m altitudine (Dealul Ungurului: 414 m, Dealul Mare: 479 m, Dealul Scaune: 486 m). Pe unele sectoare din lungul acestui interfluviu se remarcă şi o asimetrie puternică, versantul vestic, aferent bazinului Siretului este mai abrupt faţă de cel estic, dinspre bazinul Berheciului, care are o pantă mult mai redusă (Hârjoabă, 1967).

În arealul studiat am inclus interfluviul Siret-Răcătău (fig. 17) o culme ce se înalţă la peste 400 m păstrând pe areale restrânse platouri structurale formate pe cinerite andezitice de Nuţasca-Ruseni. Totuşi, culmea prezintă o fragmentare ridicată mai ales spre valea Siretului pe care o domină cu mai bine de 200 m.

De asemenea, mai la sud se găseşte – integrat regiunii noastre – interfluviul Băcioi-Siret-Polocin. Altitudinile acestuia sunt mai reduse, coborând sub 300 m (Dealul Maţcani: 338 m, Dealul Giurgeni: 300 m, Dealul Sohodol: 255 m).

Între aceste culmi interfluviale se încadrează două compartimente mai joase dezvoltate în lungul Răcătăului şi Polocinului:

– compartimentul depresionar Răcătău (fig. 18) este situat între culmea interfluvială Răcătău-Siret şi interfluviul Răcătău-Bârlad. Se remarcă prin valori mai reduse ale energiei reliefului faţă de regiunile din jur şi prin dezvoltarea unui relief specific de cueste. Altitudinile sunt cuprinse între 120 m la confluenţa cu Siretul (ce se realizează în prezent direct în lacul de acumulare de la Galbeni) şi 250-300 m la periferie. Deschiderea acestui compartiment depresionar spre valea Siretului ce facilitează schimbul de aer între cele două compartimente a reprezentat factorul care a determinat ataşarea acestui compartiment la Culoarul Siretului;

Fig. 17. *Interfluviul Răcătău-Siret văzut din lunca Siretului*

Fig. 18. *Compartimentul nordic al depresiunii Răcătău*

– valea Polocinului formează un compartiment mai jos în cadrul Colinelor Tutovei cu o deschidere largă spre valea Siretului, motiv pentru care o includem în analiza caracteristicilor climatice ale Culoarului Siretului.

Sub aspect climatogen, acest sector are un comportament asemănător cu sectorul nordic al Colinelor Icuşeştilor. Sublinem însă că, prin extinderea mai mare, bazinul hidrografic al Răcătăului capătă trăsături mai clare de depresiune, iar interfluviul Siret-Răcătău capătă trăsături climatice ale dealurilor înalte. În condiţiile acţiunii ciclonilor mediteraneeni, diferenţele de nivel din aceste regiuni por genera intensificări ale precipitaţiilor pe pantele expuse advecţiilor umede (Stăncescu & Dobrea, 1965).

Arealele aferente regiunii studiate din cadrul Podişul Piemontan. Podişul Piemontan a fost delimitat ca o subunitate a Podişului Moldovei, aflată în partea de vest a acestei unităţi, la contactul monoclinului cu unităţile de orogen. Această unitate este alcătuită dintr-o serie de dealuri înalte, sculptate în faciesul fluvio-deltaic al sarmaţianului, format din pietrişuri şi nisipuri de origine carpatică (Ungureanu, 1993).

Flancul estic al acestor masive deluroase mărgineşte valea Moldovei şi pe cea a Siretului până în apropiere de Bacău. Astfel, versanţii estici ai masivelor deluroase Mărgineni (490 m) – fig. 20 şi fig. 21, Runcu (507 m) – situat între valea pârâului Turbata şi valea Bistriţei, Chicera Mare (501 m) între valea Bistriţei şi valea pârâului Trebiş au fost ataşate regiunii studiate. Limita regiunii analizate de noi a fost trasată pe culmea interfluvială dintre Siret şi Bistriţa, mai exact bazinul afluentului acesteia, Cracăul.

Altitudinile ce urcă până la 500 m, în asociere cu cele ale flancului estic al culoarului din regiunea Podişului Central Moldovenesc, determină temperaturi cu 2-3 °C mai reduse, conform gradientului termic vertical de cca 0,6 °C/100m, la nivelul acestor culmi interfluviale faţă de regiunea de luncă a Siretului. De asemenea, orientarea nord-sud a acestor culmi interfluviale constituie o barieră orografică în calea fronturilor atmosferice corespunzătoare ciclonilor cu evoluţie retrogradă în regiunea ţării noastre.

Arealele aferente regiunii studiate din Subcarpaţii Moldovei. Între valea pârâului Trebiş şi valea pârâului Răcăciuni, Culmea Pietricica (fig. 22), din cadrul Subcarpaţilor Moldovei, se remarcă prin continuitate şi masivitate, extinzându-se pe aproximativ 40 km. Culmea atinge 740 m şi se menţine constant la altitudini de peste 600 m. Continuitatea culmii este întreruptă de şaua de la vest de Luizi-Călugăra. Astfel, Culmea Pietricica domină cu cca 400-500 m lunca Siretului. La sud de valea Răcăciuni se extinde o regiune de glacis, denumită piemontul Pânceştilor (denumită uneori şi culmea Trotuşului) integrată în cadrul Podişului Piemontan. Altitudinile scad faţă de culmea Pietricica, dar altitudinea maximă ajunge la 610 m în vârful Bobeica.

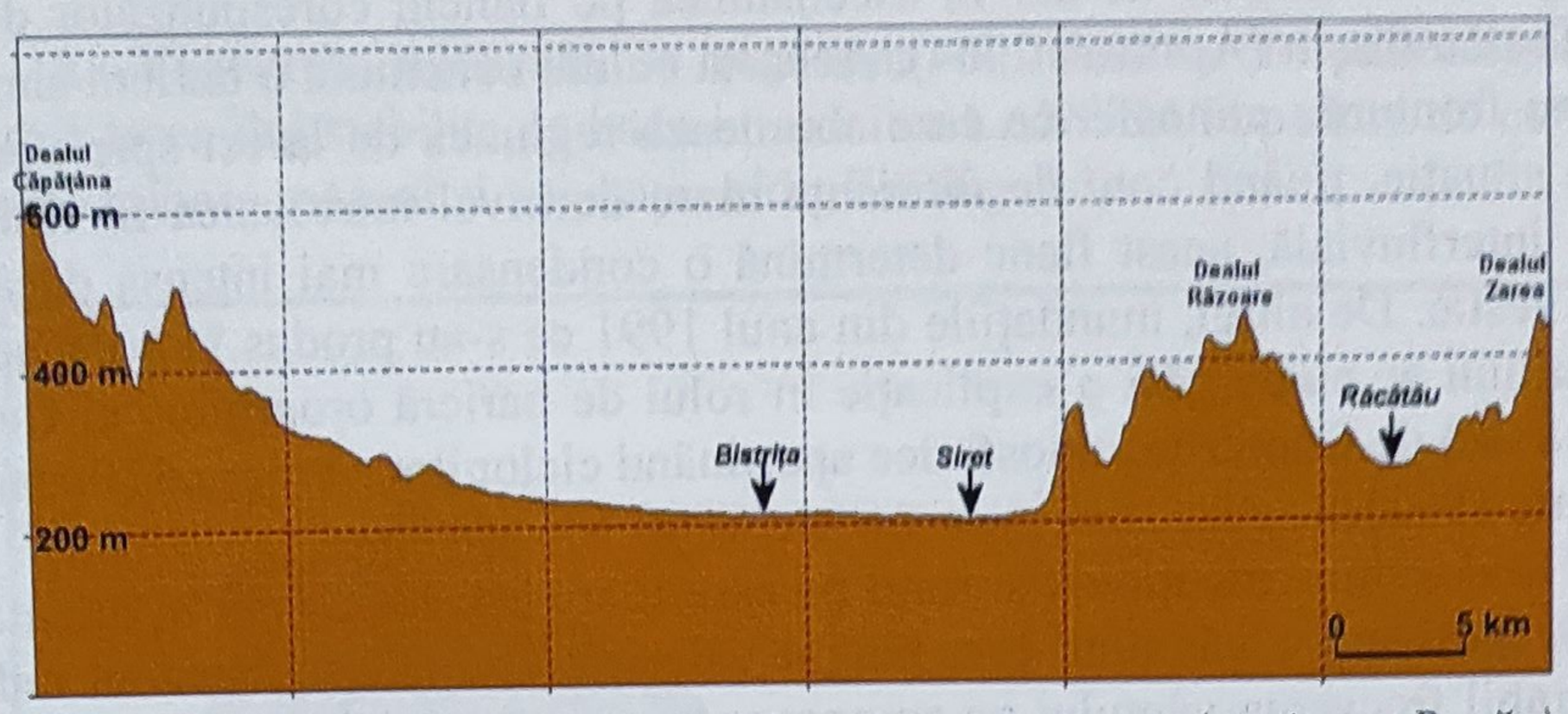


Fig. 19. *Profil topografic transversal pe direcţia vest-est (secţiunea Bacău)*

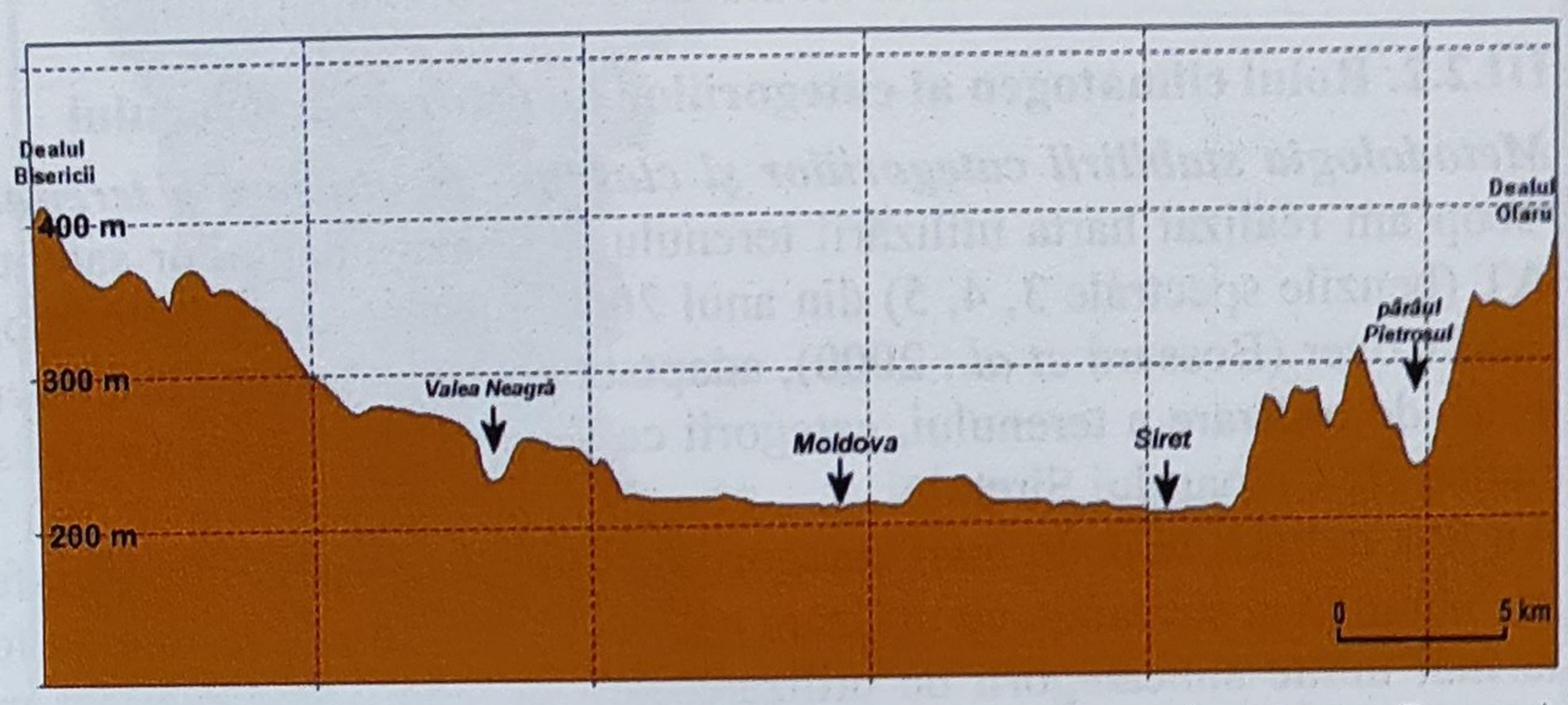


Fig. 20. *Profil topografic transversal pe direcţia vest-est (secţiunea Roman)*

Fig. 21. *Dealul Mărgineni văzut din lunca Siretului*

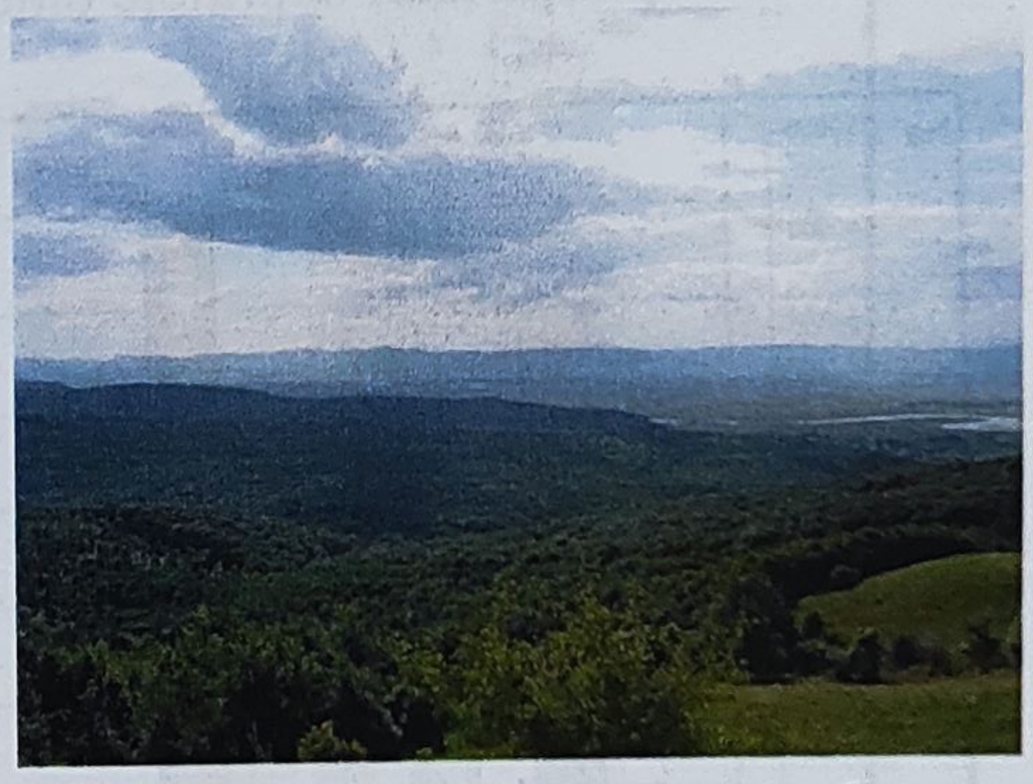


Fig. 22. *Culmea Pietricica şi valea Siretului văzute din Culmea Siret-Răcătău*

Prin continuitate şi masivitate, culmea Pietricica împreună cu piemontul Pânceştilor constituie cea mai importantă barieră orografică din cadrul Moldovei extracarpatice. Ea constituie un obstacol pentru fronturile atmosferice ce au reuşit să traverseze Carpaţii Orientali, determinând un nou episod de condensare

şi precipitare în masele de aer în ascensiunea pe flancul corespunzător depresiunii Tazlău-Caşin (Apostol, 2004). Această culme constituie o barieră similară şi pentru fronturile atmosferice care abordează regiunea de la est spre vest. În această situaţie, ţinând cont de diferenţa mare de nivel între valea Siretului şi culmea interfluvială, acest flanc determină o condensare mai intensă decât pe flancul vestic. De altfel, inundaţiile din anul 1991 ce s-au produs în acest sector al culoarului ar putea găsi o explicaţie în rolul de barieră orografică al Culmii Petricica faţă de fronturile atmosferice aparţinând ciclonilor retrograzi (Podani & Zăvoianu, 1992).

Mai trebuie menţionat şi rolul pe care îl are această culme în orientarea generală nord-sud a vântului de-a lungul văii Siretului. Masivitatea sa reduce considerabil frecvenţa vântului pe componentă vestică sau sud-vestică la Bacău şi contribuie la accentuarea canalizării aerului în cazul circulaţiei nordice.

III.2.2. Rolul climatogen al categoriilor de utilizare a terenului

Metodologia stabilirii categoriilor şi claselor de utilizare a terenului. În acest scop am realizat harta utilizării terenului pe baza imaginilor satelitare LANDSAT (benzile spectrale 3, 4, 5) din anul 2000, plecând de la metodologia Corine Land Cover (Bossard *et al.*, 2000), adaptată pentru scoaterea în evidenţă a categoriilor de utilizare a terenului, categorii ce au impact asupra caracteristicilor climatice ale Culoarului Siretului.

Au fost delimitate două mari categorii de utilizare a terenului: suprafeţe cu utilizare naturală şi suprafeţe cu utilizare antropică. În cadrul acestora au fost delimitate mai multe subcategorii de utilizare care să aibă o coerenţă cât mai mare faţă de gestionarea fluxurilor radiative (fig. 23). Astfel, arealele rezultate pot conduce la apariţia unor suprafeţe omogene sub aspect topoclimatic.

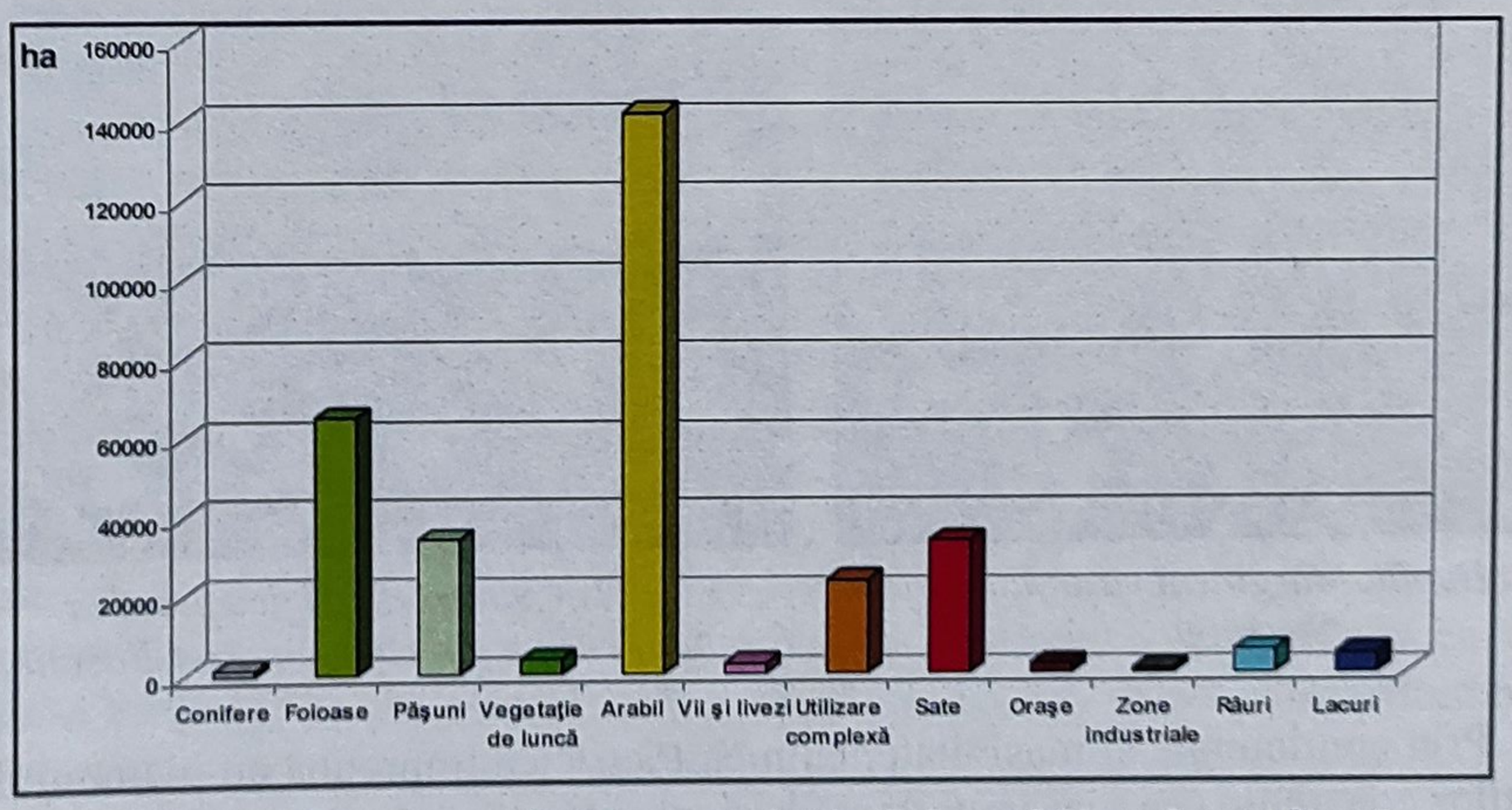


Fig. 23. *Structura utilizării terenului în Culoarul Siretului realizată pe baza imaginilor Landsat 2000 (benzile spectrale 3, 4 şi 5)*

A. Vegetaţia naturală se regăseşte în următoarele subcategorii de utilizare a terenului stabilite pe baza imaginilor LANDSAT: pădure de conifere, pădure de foioase, păşuni şi vegetaţie hidrofilă (fig. 24).

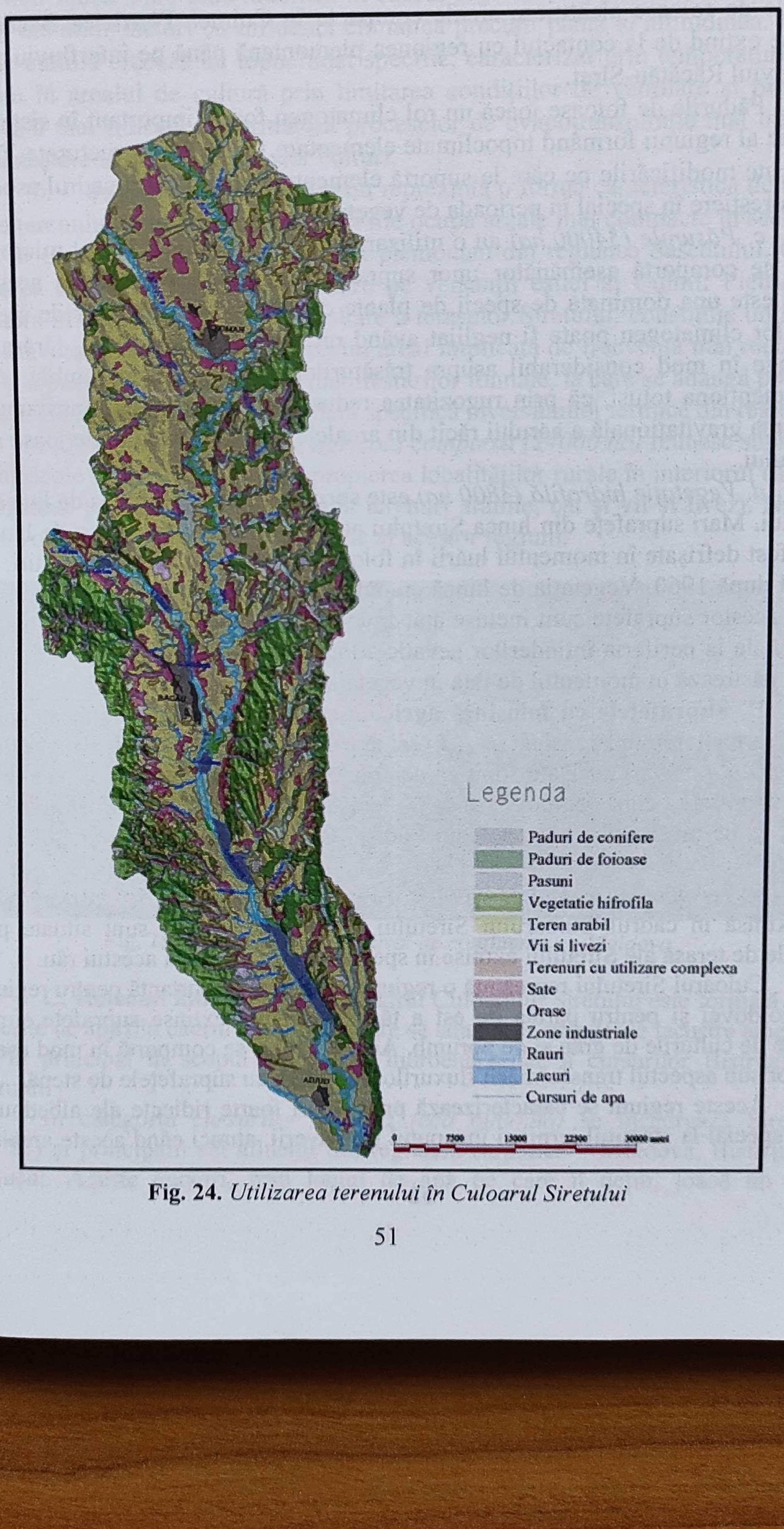


Fig. 24. *Utilizarea terenului în Culoarul Siretului*

a. Pădurile de conifere acoperă suprafeţe reduse *(1500 ha)*, nefiind vorba de asociaţii naturale.

b. Pădurile de foioase (66000 ha) reprezintă etajul forestier specific acestei regiuni. Fagul (*Fagus silvatica*) reprezintă specia dominantă, dar fiind vorba de asociaţii forestiere exploatate structura pe specii este foarte variată. Pădurile de foioase alcătuiesc areale compacte în Culmea Pietricica Bacăului, unde se extind de la contactul cu regiunea piemontană până pe interfluviu şi în interfluviul Răcătău-Siret.

Pădurile de foioase joacă un rol climatogen foarte important în sistemul climatic al regiunii formând topoclimate elementare foarte bine structurate, fiind cunoscute modificările pe care le suportă elementele climatice în cadrul asociaţiilor forestiere în special în perioada de vegetaţie.

c. Păşunile (34000 ha) au o utilizare antropică dar, sub aspect microclimatic, se comportă asemănător unor suprafeţe naturale. Componenţa acestor păşuni este una dominată de specii de plante caracteristice regiunilor de stepă. Rolul lor climatogen poate fi neglijat având un impact limitat, local, fără a se răsfrânge în mod considerabil asupra trăsăturilor climatice de ansamblu. Am putea menţiona totuşi, că prin rugozitatea redusă pe care o deţin contribuie la scurgerea gravitaţională a aerului răcit din arealele înalte spre regiunile joase ale culoarului.

d. Vegetaţie hidrofilă (3800 ha) este specifică pentru regiunea de luncă a Siretului. Mari suprafeţe din lunca Siretului au fost acoperite de păduri de luncă ce au fost defrişate în momentul luării în folosinţă agricolă a acestor terenuri, în special după 1960. Vegetaţia de luncă era adaptată la un exces de apă în sol. În cadrul acestor suprafeţe sunt incluse atât zăvoaiele de luncă precum şi vegetaţia palustră de la periferia întinderilor acvatice. Puţine din arealele naturale iniţiale se mai păstrează în momentul de faţă în vegetaţia regiunii.

B. Suprafeţele cu folosinţă agricolă reunesc următoarele subcategorii de utilizare a terenului*: arabil, vii şi livezi* la care se adaugă *suprafeţele cu utilizare agricolă complexă.* Date fiind caracteristicile fizico-geografice ale regiunii aceste suprafeţe ocupă regiuni extinse pe terasele Siretului şi ale afluenţilor săi precum şi pe reversurile de cuestă din Podişul Central Moldovenesc şi Colinele Tutovei.

a. Terenurile arabile (142000 ha) reprezintă categoria de utilizare cea mai extinsă în cadrul Culoarului Siretului. Terenurile arabile sunt situate pe podurile de terasă ale Siretului extinse în special la vest de valea acestui râu.

Culoarul Siretului reprezintă o regiune cerealieră importantă pentru regiunea Moldovei şi pentru partea de est a ţării. Cele mai extinse suprafeţe sunt ocupate de culturile de grâu şi de porumb. Aceste culturi se comportă în mod asemănător sub aspectul transformării fluxurilor radiative cu suprafeţele de stepă.

Aceste regiuni se caracterizează prin valori foarte ridicate ale albedoului, în special la sfârşitul iernii şi începutul primăverii, atunci când aceste areale

sunt proaspăt arate sau nu au fost acoperite de vegetaţie agricolă. În situaţiile de stabilitate din această perioadă a anului suprafeţele arabile contribuie la încălzirea mai rapidă a suprafeţei terestre. Terenurile arabile constituie un topoclimat elementar foarte bine individualizat în cadrul regiunii ce poate îmbrăca particularităţi ale altor factori cu influenţă climatică precum panta şi altitudinea. Plantele de cultură creează un topoclimat specific, caracterizat prin temperaturi mai ridicate în arealul de cultură prin limitarea condiţiilor de ventilare şi printr-o umezeală mai ridicată, ca urmare a proceselor de evapotranspiraţie mai intense ce iau naştere în interiorul acestor culturi.

b. Viile şi livezile (2700 ha) nu reprezintă o formă caracteristică de utilizare a terenului în regiunea studiată. Viile ocupă areale mai compacte în sectorul sudic al Culoarului Siretului în arealul piemontan din regiunea Sascutului. Concentrarea acestei categorii de utilizare pe versanţii estici ai Culmii Pietricica, deasupra nivelului maxim de dezvoltare a teraselor Siretului, constituie un indiciu al favorabilităţii mai mari a acestui areal implicată de frecvenţa mai redusă a ceţii şi a posibilelor influenţe ale manifestărilor föhnale, la care se adaugă poziţia altitudinală la nivelul benzii de căldură specifică inversiunilor termice din regiune.

c. Terenurile cu utilizare agricolă complexă (24000 ha) reunesc suprafeţele agricole situate de obicei în apropierea localităţilor rurale în interiorul cărora se regăsesc pe suprafeţe limitate atât terenuri arabile, cât şi vii şi livezi. Nu se poate vorbi de un specific topoclimatic al acestor regiuni.

Fig. 25. *Cursul Siretului în aval de confluenţa cu Moldova*

C. Reţeaua hidrografică din cadrul Culoarului Siretului este formată din cursurile de apă din cadrul regiunii, la care se adaugă şi întinderile lacustre amenajate în principal în scopul amenajării hidroenergetice a cursurilor Bistriţei şi Siretului.

În categoria *cursurilor de apă (cca 6000 ha)* se încadrează Siretul (fig. 25) şi principalii săi afluenţi din regiunea carpatică – Moldova, Bistriţa şi Trotuşul. Aceste cursuri, prin luciul de apă pe care îl deţin, joacă un rol

important atât în situaţii advective, cât şi în situaţii de stabilitate. Astfel, în special în anotimpurile de tranziţie, atât în perioadele de încălzire, cât şi în cele de răcire bruscă apele Siretului şi ale afluenţilor săi constituie un rezervor important pentru evaporare, ceea ce favorizează apariţia cu o frecvenţă mai ridicată a fenomenului de ceaţă. Aceste ceţuri radiative se ridică în cursul dimineţii şi contribuie la dezvoltarea norilor stratiformi în lungul culoarului.

Amenajările lacustre (cca 5000 ha) sunt formate din cele trei lacuri de pe Siret (Galbeni, Răcăciuni şi Bereşti), la care se adaugă cele de pe Bistriţa (Şerbăneşti, Gârleni, Lilieci şi Racova). De altfel, toate aceste lacuri au fost amenajate în scop hidroenergetic, făcând parte din acelaşi sistem de exploatare ce începe de la lacul Izvorul Muntelui de pe Bistrtiţa şi se termină cu lacul Călimăneşti, situat pe Siret în aval de Adjud (Pop, 1996).

Importanţa acestor lacuri sub aspect climatogen este şi mai mare decât în cazul cursurilor de apă, prin faptul că ele reprezintă bazine acvatice ce se pot constitui în topoclimate elementare clar individualizate.

Pe cursul inferior al Bistriţei au fost amenajate următoarele acumulări lacustre (Ghinea, 1996):

– acumularea *Racova* cu un volum de apă de 8,66 mil. m³ a fost realizată pentru alimentarea hidrocentralei omonime dată în folosinţă în 1964;

– acumularea *Gârleni* a fost dat în folosinţă în anul 1965, având o suprafaţă de cca 10 km² şi un volum de 5,6 mil. m³;

– acumularea *Lilieci* are dimensiuni mai reduse aflându-se aproape în continuitate cu celelalte acumulări de pe Bistriţa;

– acumulările *Bacău I şi Bacău II* se află în continuitate una cu cealaltă motiv pentru care se regăsesc sub denumirea de Şerbăneşti pe harta utilizării terenului. Acestea deţin un volum însumat care se ridică la aproape 15 mil m³. Aceste două acumulări deţin o importanţă ridicată pentru conturarea trăsăturilor topoclimatului urban al acestui oraş.

Pe cursul mijlociu al Siretului au fost amenajate alte acumulări hidroenergetice date în funcţiune ulterior celor de pe Bistriţa: Galbeni, Răcăciuni, Bereşti.

La aceste acumulări se adaugă şi cele câteva lacuri amenajate pe Răcătău în scopul regularizării debitului acestu râu, dar şi cu rol piscicol. Rolul microclimatic al acumulărilor de pe Bistriţa şi Siret este definitoriu pentru această regiune. Rolul climatic urmează să fie analizat în lucrare, dar din cercetările realizate până în prezent asupra fenomenului de ceaţă a reieşit o frecvenţă mult mai ridicată a acestui fenomen în regiunea Bacău, ca urmare a prezenţei acumulărilor lacustre de pe Bistriţa chiar în interiorul oraşului, efect direct al amenajării lacurilor antropice asupra climei (Bogdan, 1993) în perioada 1960-1970.

Prezenţa acestor suprafeţe lacustre constituie o sursă pentru evaporare, ceea ce poate facilita – prin valorile mai ridicate ale umezelii relative – apariţia

fenomenului de ceaţă şi a altor procese dependente de atingerea pragului de saturare a aerului în vapori de apă, influenţa acestora fiind mai accentuată în condiţiile dominanţei unui anumit tip de masă de aer (Fărcaş *et al.*, 2003).

D. Componenta antropică este reprezentată prin următoarele subcategorii deutilizare: *aşezări rurale, aşezări urbane şi areale industriale.*

Aşezările rurale se extind pe o suprafaţă de 34000 ha, fiind vorba de satele aferente acestei regiuni. Aceste sate sunt situate cu predilecţie pe terasele Siretului şi ale afluenţilor săi, precum şi în lungul afluenţilor. Trebuie să menţionăm că fiecare aşezare impune un ambient climatic local, fără a discuta de un topoclimat specific, atât în timpul iernii, atunci când în interiorul localităţilor se crează condiţii de adăpost, cât şi vara, atunci când prin vegetaţia arboricolă mai însemnată în interiorul aşezărilor rurale condiţiile topoclimatice sunt ameliorate.

Aşezările urbane ocupă aproximativ 2300 ha consituind arealele urbane ale celor trei oraşe din cadrul regiunii: Adjud, Bacău şi Roman.

Cel mai important centru urban sub aspectul amprentei sale topoclimatice este municipiul *Bacău*, oraş cu o populaţie de cca 200000 locuitori, cu o zonă construită compactă dezvoltată în principal în anii '70-'80. Este extins pe terasele Bistriţei în apropiere de confluenţa acestui râu cu Siretul. În interiorul ariei urbane se impun diferenţieri nete între arealele joase situate în albia minoră a Bistriţei şi regiunile mai înalte extinse pe terasele superioare. Poziţionare oraşului permite transformarea vântului de munte-vale, ce se dezvoltă de pe versanţii Culmii Pietricica, în briză urbană (Gugiuman, 1971, Gugiuman & Erhan, 1975).

Un alt centru urban important sub aspectul importanţei topoclimatice este oraşul *Roman* situat la confluenţa râului Moldova cu Siretul, la cca 200 m altitudine, pe terasele comune ale celor două râuri. Are o populaţie de cca 80000 locuitori, cu o dezvoltare teritorială legată de avântul industrializării din perioada anilor 1960-1970.

Oraşul *Adjud* se află în apropierea confluenţei dintre Trotuş şi Siret, la cca 100 m altitudine. Dezvoltarea sa teritorială limitată, cu o populaţie de numai 20000 locuitori, limitează influenţa sa climatică şi chiar delimitarea unui topoclimatic urban coerent.

Zonele industriale ocupă suprafeţe reduse în cadrul regiunii fiind situate în cele trei centre urbane ale regiunii. Aceste regiuni se extind pe suprafeţe mai mari în Bacău, unde acestea sunt extinse în lungul Bistriţei. Aceste areale, prin extinderea suprafeţelor artificiale impun o gestionare specifică a fluxurilor radiative. Aceste zone dau personalitate topoclimatului urban, prin poluare şi umezeală relativă mai mare cu 5-10% decât în ariile ariile învecinate (Gugiuman, Erhan, 1975).

Suprafaţa activă – concluzii sectoriale. *Principalele trăsături climatice specifice Culoarului Siretului rezultă din trăsăturile de ordin morfologic şi morfometric ale regiunii, la care se adaugă abundenţa suprafeţelor evaporante – reprezentate de cursurile râurilor şi suprafeţele lacustre.*

Trăsăturile morfologice şi morfometrice au un rol dublu, pe de o parte au capacitatea să contribuie la stabilizarea maselor de aer la nivelul regiunii, iar pe de altă parte în canalizarea advecţiilor pe axa generală nord-sud.

Stabilizarea maselor de aer este specifică semestrului rece, în condiţii preponderent anticiclonale, şi se soldează în plan meteo-climatic cu dezvoltarea calmului atmosferic, stimularea dezvoltării inversiunilor de temperatură, persistenţa norilor stratiformi, producerea precipitaţiilor sub formă de burniţă şi a unei serii întregi de fenomene atmosferice specifice acestei perioade din an (ceaţa, chiciura, bruma şi poleiul). Canalizarea advecţiilor pe axa nord-sud este o urmare firească a orientării generale a văii Siretului pe aceeaşi direcţie, canalizarea vântului fiind trăsătura meteo-climatică definitorie a unei regiuni de culoar.

Intensitatea proceselor şi fenomenelor facilitate de stabilizarea maselor de aer din semestrul rece este întreţinută de aportul de vapori de apă ce provin de pe cele cca 15000 ha de suprafaţă acvatică din cadrul regiunii. Acest rol de intensificare este mai puternic între Iteşti şi Răcăciuni, în condiţii depresionare mai evidente şi în prezenţa lacurilor de acumulare, amenajate pe Bistriţa şi Siret.

III.3. Factorii dinamici

Dezechilibrele energetice generate de distribuţia inegală a radiaţiei solare pe suprafaţa terestră sunt amortizate prin intermediul factorilor dinamici. Deorece repartiţia neuniformă a radiaţiei solare îşi pune amprenta în primul rând asupra repartiţiei temperaturii şi, implicit, asupra presiunii atmosferice, factorii dinamici se resimt mai ales prin variaţii ale acestor două elemente meteorologice (Sfîcă, 2006).

Circulaţia atmosferică pentru orice regiune – aşa cum este şi Culoarul Siretului – trebuie înţeleasă la mai multe scări spaţiale:

– pentru sublinierea trăsăturilor generale şi a gradului de integrare în cadrul circulaţiei generale – analiza la ***scară emisferică*** – vom evalua amprenta climatică pe care o deţin teleconexiunile climatice identificate în prezent în emisfera nordică;

– la ***scara sinoptică*** vom analiza condiţiile de circulaţie atmosferică în regiunea sinoptică în care este integrată România la nivel emisferic, altfel spus, vom aprecia condiţiile de circulaţie importante pentru succesiunea stărilor de vreme în cursul anului;

– la ***scara regională***, plecând de la ideea că vântul, ca element meteorologic, reprezintă principalul rezultat al dinamicii atmosferei, putem scoate în evidenţă modul în care factorii fizico-geografici regionali reureuşesc să transforme caracteristicile circulaţiei atmosferice, la nivelul ţării noastre, în trăsăturile rozei vânturilor la staţiile meteorologice din Culoarul Siretului.

III.3.1. Dinamica atmosferică la scară emisferică

În primul rând, condiţiile dinamice la nivelul regiunii se află sub impactul condiţiilor de circulaţie la nivel planetar. În acest sens s-a analizat amprenta pe care o au teleconexiunile climatice identificate în emisfera nordică asupra presiunii atmosferice la staţiile din Culoarul Siretului (Sfîcă, 2006).

Conceptul de teleconexiune climatică a apărut în cursul dezvoltării demersului ştiinţific ce are ca scop explicarea variabilităţii climatice. Pentru o mai bună înţelegere a acestei noţiuni, redăm câteva definiţii ale teleconexiunilor:

– *teleconexiunile reprezintă legături la mari distanţe ale variabilelor atmosferice şi oceanice* (*Barry & Chorley, 2003*);

– *teleconexiunile sugerează realizarea în acelaşi moment de timp, simultan, a unor evenimente meteorologice ce afectează regiuni aflate la mare depărtare una de alta (Vigneau, 2000);*

– *teleconexiunile reprezintă relaţii între vremea dintr-un punct şi cea dintr-un alt punct, situat la o distanţă apreciabilă (Linacre & Geerts, 1997);*

– *teleconexiunile reprezintă o corelaţie statistică semnificativă între starea vremii din diferite părţi ale globului (NOAA, Climate Prediction Center, Climate glossary, 2005);*

– *teleconexiunile reprezintă o corelaţie semnificativă în variaţia elementelor meteorologice în puncte situate la mare depărtare, corelaţia fiind stabilită prin transmiterea informaţiei prin intermediul atmosferei (American Meteorological Society, Glossary of meteorology, 2005).*

Teleconexiunile importante pentru variabilitatea elementelor climatice la nivelul României sunt cele care au fost puse în evidenţă la nivelul bazinului nord-atlantic – Oscilaţia nord-atlantică şi Oscilaţia est-atlantică, ambele manifestându-se în tot timpul anului – şi la nivelul Eurasiei – Oscilaţia est-atlantică – est-europeană, Oscilaţia scandinavă, Oscilaţia polar-eurasiatică, ce se manifestă de asemenea tot timpul anului (Sfîcă, 2006).

Dintre **oscilaţiile caracteristice bazinului nord-atlantic** menţionăm Oscilaţia nord-atlantică şi pe cea est-atlantică. *Oscilaţia nord-atlantică* (North Atlantic Oscilation, NAO) poate fi interpretată ca o componentă a oscilaţiei arctice în zona Oceanului Atlantic, unde amprenta acesteia din urmă este mai puternică decât în Oceanul Pacific. NAO reprezintă o oscilaţie pe direcţia nord-sud în câmpul presiunii atmosferice între Depresiunea Islandeză (65 °N) şi Anticiclonul Azorelor (40 °N). Indicele NAO este calculat pe baza diferenţei de presiune dintre Lisabona şi Rejkjavik, ţinându-se cont de abaterea faţă de valorile medii ale presiunii atmosferice (Stephenson *et al.*, 2000, Hurrel, 2001). *Oscilaţia est-atlantică* se aseamană structural cu oscilaţia nord atlantică. În faza pozitivă a acesteia, temperaturile medii sunt peste media perioadei în Europa, în timp ce cantităţile de precipitaţii sunt mai ridicate decât media în nordul Europei şi sub medie în jurul bazinului Mării Mediterane.

Dintre oscilaţiile caracteristice Eurasiei *menţionăm oscilaţiile ruso-atlantică, scandinavă şi polar-eurasiatică. Oscilaţia ruso-atlantică în faza* sa pozitivă este asociată cu anomalii pozitive ale înălţimii suprafeţelor de geopotenţial localizate deasupra Europei şi în Asia Centrală şi anomalii negative ale aceloraşi înălţimi ale suprafeţelor de geopotenţial localizate în zona centrală a Atlanticului de Nord şi în regiunea Mării Caspice. Aceasta este una dintre cele 3 teleconexiuni ce afectează Eurasia în tot timpul anului. *Oscilaţia scandinavă* scoate în evidenţă existenţa unui centru baric în regiunea Peninsulei Scandinave asociat unor centri barici de semn diferit la vest sau la est de această regiune. *Oscilaţia polar-eurasiatică* mai este denumită şi Oscilaţia arctică. Faza pozitivă constă în existenţa unor anomalii negative ale înălţimii suprafeţelor de geopotenţial în regiunile polare.

Toate aceste teleconexiuni sunt exprimate prin indici care pot fi calculaţi la diferite nivele temporale (zilnic, lunar şi anual). Fazele acestor teleconexiuni sunt exprimate pe baza semnului acestor indici. Calcularea acestor indici se face pe baza diferenţelor de presiune atmosferică dintre staţii meteorologice reper ce caracterizează fiecare teleconexiune. De exemplu, valorile indicelui oscilaţiei nord-atlantice sunt calculate pe baza diferenţei de presiune atmosferică dintre Lisabona şi Rejkjavik (Hurrell, 1991), în timp ce pentru celelalte teleconexiuni se ţine cont de anomaliile suprafeţelor de geopotenţial.

Pentru analiza amprentei pe care aceste teleconexiuni o au în dinamica atmosferică la nivelul regiunii studiate, Culoarul Siretului, au fost folosite valorile lunare ale indicilor ce caracterizează teleconexiunile redate mai sus, pentru perioada 1961-2005, calculate de către NCDC (National Climatic Data Center) şi disponibile pe site-ul oficial al Administraţiei Naţionale pentru Ocean şi Atmosferă a Statelor Unite (NOAA). Aceste date au fost comparate cu datele de presiune atmosferică de la cele trei staţii meteorologice din regiunea studiată (Adjud, Bacău şi Roman) pentru care am dispus de valori lunare pentru perioada 1961-2005 derivate din datele ROCADA (Bârsan *et al.*, 2014). Au fost folosite datele de presiune, deoarece variaţiile acestui element meteorologic reprezintă rezultatul direct al modificărilor ce apar de la un moment la altul în caracteristicile dinamicii atmosferei (Sfîcă, 2006). Pentru o coerenţă cât mai mare a rezultatelor, pe lângă valorile medii de presiune atmosferică au mai fost folosite şi valorile maxime şi minime absolute lunare ale aceluiaşi element. Pentru a sublinia legătura care există în variaţia celor două categorii de date analizate a fost folosit coeficientul de corelaţie liniară Pearson-Simpson, care poate scoate în evidenţă posibila legatură funcţională dintre două variabile independente. Rezultatele analizei la nivel lunar au fost prezentate în studii anterioare (Sfîcă, 2006), iar la nivel anual valorile coeficienţilor de corelaţie nu depăşesc pragul de reprezentativitate statistică. Acest fapt scoate în evidenţă că aceste teleconexiuni nu reprezintă rezultatul unor factori dinamici cu acţiune permanentă în tot timpul anului. De altfel, este cunoscut faptul ca Oscilatia nord-atlantică, considerată cea

mai importantă oscilaţie la nivel european, ţinând cont de interesul ştiinţific ce i se acordă în literatura de specialitate (Hurrell, 1991) are un impact mai accentuat în conturarea trăsăturilor meteorologice şi climatice ale semestrului rece (Sfică, 2004), şi în special la nivelul anotimpului rece în partea centrală şi de est a Europei (Bojariu & Cotariu, 1996).

În ceea ce priveşte corelaţiile la nivel semestrial (tab. 5) este remarcat faptul că dintre cele 5 teleconexiuni, doar *Oscilaţia nord-atlantică, Oscilaţia ruso-atlantică şi Oscilaţia scandinavă* au o amprentă mai clară în evoluţia valorilor presiunii atmosferice, ceea ce reconfirmă rolul centrilor barici dominanţi pentru fiecare teleconexiune în parte – anticlonul azoric, ciclonul islandez, anticiclonul est-european şi anticiclonul scandinav.

Tabel 5. *Tabel sinoptic al corelaţiei stabilite prin intermediul coeficientului Pearson între valorile semestriale ale presiunii atmosferice şi ale indicilor ce caracterizează oscilaţiile climatice caracteristice spaţiului nord-atlantic şi eurasiatic (Sfică, 2006)*

		NAO			EAP			EAWR			SP			PEP		
		A	B	R	A	B	R	A	B	R	A	B	R	A	B	R
Semestrul rece	N	+	+	+				+		+						
	Max	+	+			+		+	+							
	Min											+	+			
Semestrul cald	N											−	−			
	Max							+								
	Min															

De asemenea, corelaţiile sunt în general pozitive, valorile ridicate ale presiuniii atmosferice fiind asociate cu fazele pozitive ale celor trei teleconexiuni menţionate. Singura excepţie este reprezentată de oscilaţia scandinavă care este legată printr-o corelaţie negativă de valorile presiunii atmosferice în lunile iunie şi iulie în regiunea studiată (Sfică, 2006), ceea ce indică faptul că instalarea unor anticicloni de blocaj peste nordul Europei este asociată cu acţiunea unor nuclee de cut-off low în SE Europei.

Oscilaţiile menţionate pun în evidenţă, în fond, caracteristicile structurale ale curenţilor jet din troposfera înaltă şi stratosfera inferioară. Astfel, conform Conroy & Bieda (2006) amprenta mai acentuată a teleconexiunilor din Emisfera Nordică asupra tuturor elementelor climatice pentru partea rece a anului este explicată prin abaterea spre sud în anotimpul rece a traiectoriei curenţilor jet. Dacă în ianuarie curenţii jet subtropicali sunt plasaţi la latitudini de 30-35 °N, în timpul verii aceştia se apropie de poli fiind regăsiţi cel mai frecvent la latitudini de 45-50 °N (Pettersen, 1969).

III.3.2. Dinamica atmosferică la scară sinoptică

România, inclusiv regiunea studiată, este situată, în modelele generale ale circulaţiei atmosferice, în cadrul „celulei Ferrel" ce include banda latitudinală situată între anticicloni de la latitudini subtropicale şi ciclonii de la latitudini polare. Aceasta este regiunea caracteriztă prin amestecul permanent dintre aerul polar şi cel tropical, specific ciclonilor mobili, caracterul dinamic al acestora fiind dat de circulaţia vestică ce imprimă o deplasare de la vest la est a acestor formaţiuni barice.

III.3.2.1. Rolul climatogen al centrilor barici anticiclonali

În lucrarea *Introduction to Meteorology*, Sverre Petterssen (1969) clasifică anticiclonii în 4 mari categorii dintre care cele mai importante sunt:

- *maximele barice subtropicale* (fig. 26) sunt anticicloni care se dezvoltă la aceste latitudini şi se remarcă printr-o stabilitate apreciabilă la nivel lunar şi anual, fiind formaţiuni barice stabile sau cu deplasare foarte lentă. Din această categorie fac parte anticiclonul azoric şi anticiclonul nord-african.

- *maximele barice continentale* (fig. 27) ce se instalează pe continentele din emisfera nordică în perioada rece a anului. Aceste formaţiuni barice au origine iniţial dinamică, dar sunt susţinute prin procese radiative pe parcursul semestrului rece. Anticiclonul euro-asiatic, şi într-o măsură mai mică, anticiclonul scandinav intră în acest tip de formaţiune baricã anticiclonală.

La acestea se adaugă maxime barice ce despart cicloni succesivi din cadrul unor familii de cicloni la latitudini temperate şi maxime barice de invazie polară.

În ceea ce priveşte frecvenţa formaţiunilor barice anticiclonale, se remarcă în ***anotimpul de iarnă*** existenţa unui brâu de frecvenţă ridicată a centrilor barici anticiclonali (> 1 centru baric/100.000 km²) ce se extinde din vestul Franţei până în Extremul Orient, incluzând şi România (Pettersen, 1969). Această frecvenţă se datorează acţiunii conjugate a anticiclonului euro-asiatic şi a celui azoric. Aceasta este axa de mare presiune a continentului, după cum o denumea Voeikov. Deplasarea anuală nord-sud a acestui brâu de mare presiune atmosferică plasează teritoriul ţării nostre, alternativ, pe componenta vestică de circulaţie atmosferică în anotimpul de vară şi pe componenta estică a circulaţiei în anotimpul de iarna. Această alternanţă a fost asociată de către Otetelişanu, 1928, cu un fenomen similar musonilor.

În ***timpul verii*** frecvenţa formaţiunilor barice anticiclonale este mai mare deasupra bazinelor acvatice (precum Marea Mediterană, Marea Neagră şi Marea Caspică) datorită faptului că, în special la începutul acestui anotimp aceste suprafeţe acvatice reprezintă surse de aer rece ce întreţin maximele barice).

Prezentăm în continuare principalele formaţiuni barice anticiclonale care influenţează trăsaturile climatice ale României şi implicit pe cele ale Culoarului Siretului.

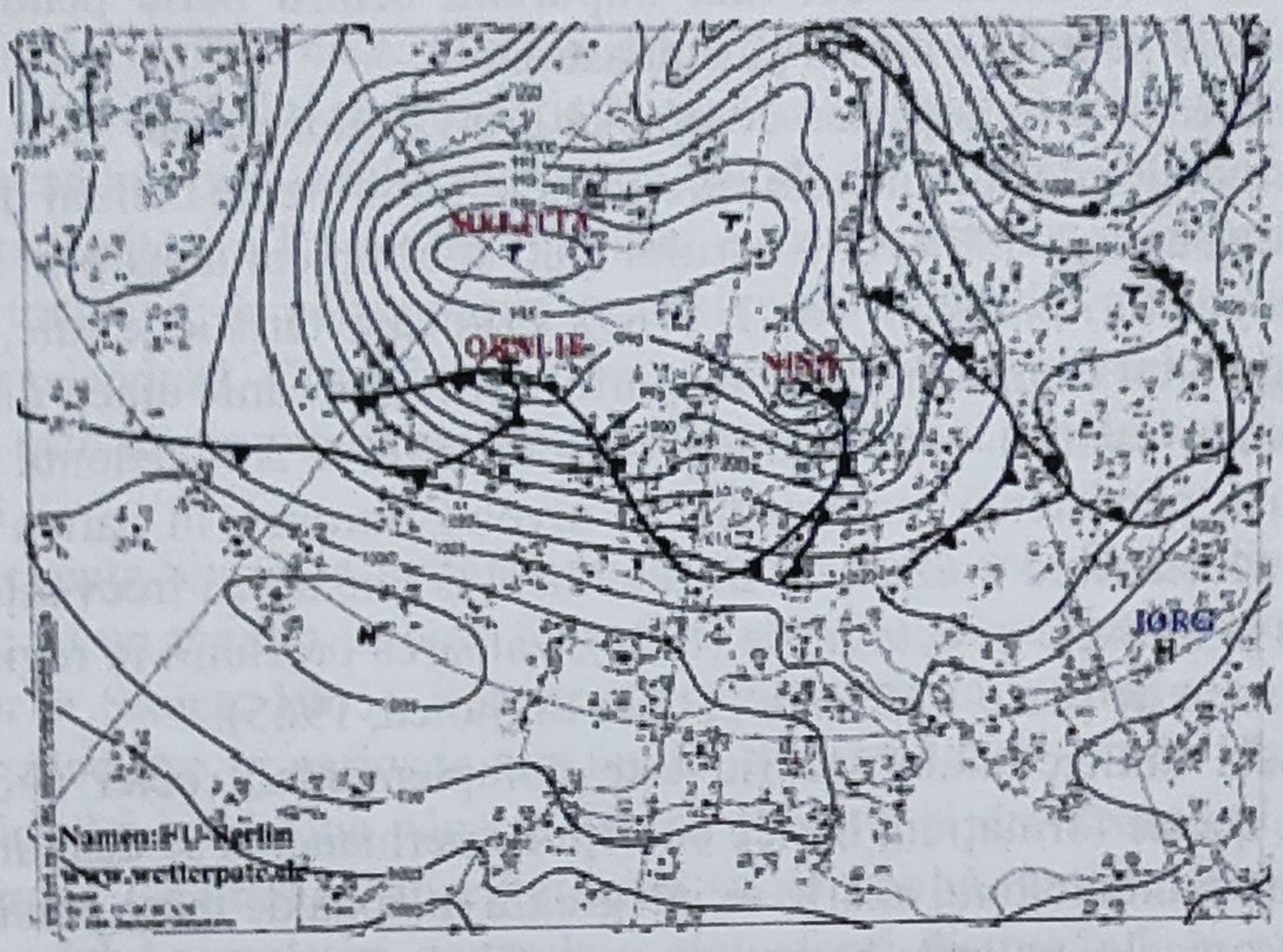


Fig. 26. *Anticicloni subtropicali*
Sursa: Deutsche Wetterdienst

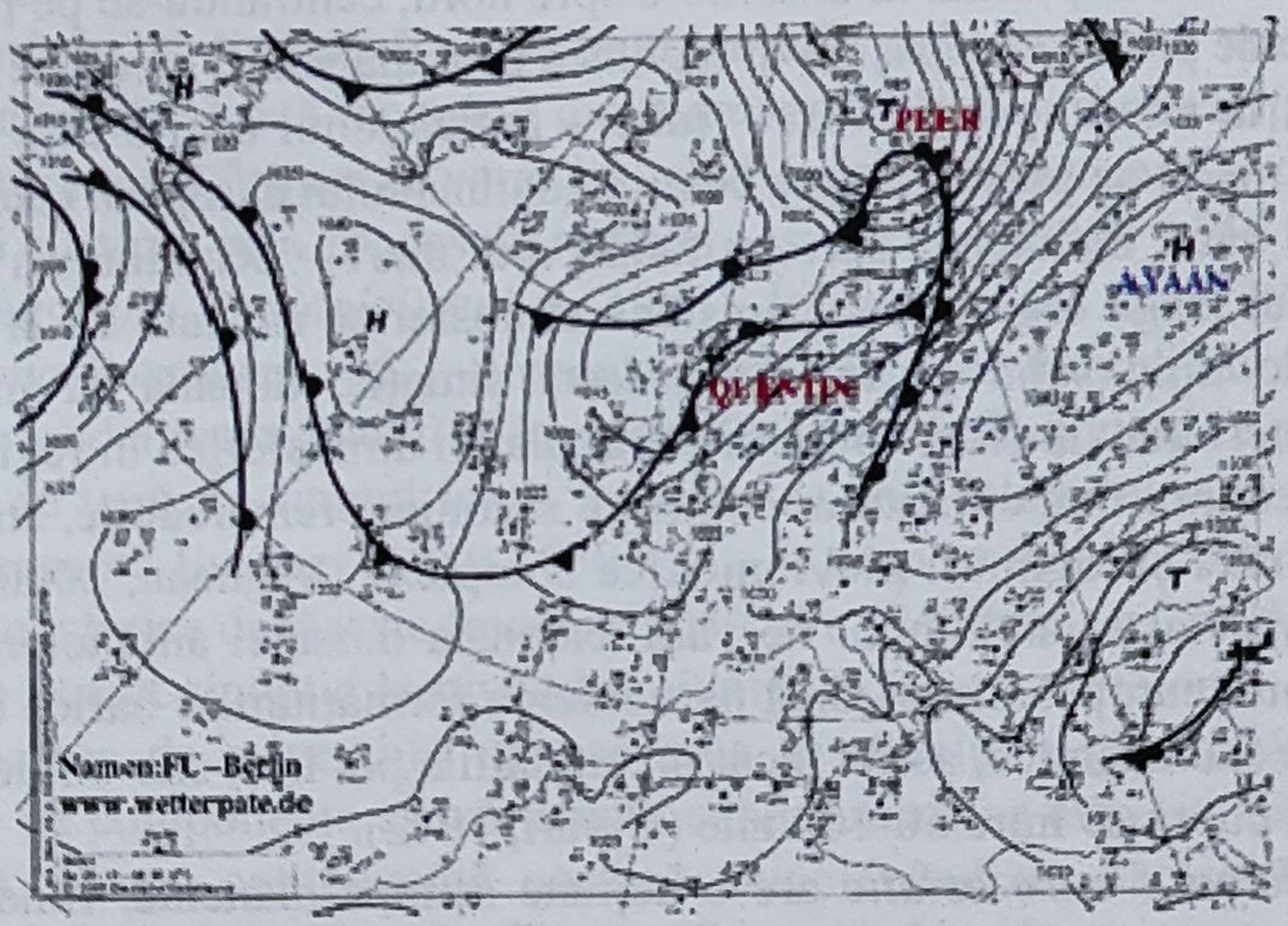


Fig. 27. *Maxime barice continentale*
Sursa: Deutsche Wetterdienst

Anticiclonul azoric este integrat anticiclonilor dinamici subtropicali ce corespund sectorului subsident al celulei de circulaţie de la latitudini mici – celula Hadley (Beltrando, 2004). Este rezultatul unei construcţii dinamice (Pagney, 1994) formându-se în partea de vest a Atlanticului la latitudini subtropicale, între 20-40 °N, având în general formă eliptică cu axa mare cuprinsă între 2500-4000 km şi dispusă oblic, VSV-ENE (Estienne & Godard, 1970). Prin extensie, persistenţa şi impactul în desfăşurarea proceselor sinoptice la nivel

european, poate fi considerat cel mai important centru baric pentru întregul continent, inclusiv pentru teritoriul ţării noastre.

Se formează prin acţiunea complexă a invaziilor de aer rece polar prin intermediul anticiclonilor de invazie care încheie familiile de cicloni de la latitudini temperate (Pagney, 1994) şi a aerului cald subtropical adus prin troposfera de mijloc (*Geografia României*, vol. I, 1983). Prin caracteristicile sale, anticiclonul azoric asigură tot timpul anului transportul aerului oceanic umed dinspre vest şi nord-vest către centrul continentului (Bâzâc, 1983). Anticiclonul azoric se remarcă printr-o persistenţă remarcabilă la nivelul Europei, în partea de vest a continentului acesta fiind prezent, în medie, în 71% din an, cu frecvenţe maxime în iulie (83%) şi minime în octombrie (61%), valoarea presiunii în regiunea centrală fiind frecvent de peste 1040 hPa (Topor & Stoica, 1965).

Extensia anticiclonului azoric este complementară celei a ciclonului islandez. Între aceste formaţiuni barice cu acţiune permanentă se dezvoltă frontul polar. În ianuarie anticiclonul azoric se integrează în zona de mare presiune de la latitudini subtropicale, valorile barice centrale fiind situate în jurul a 1020 hPa. În schimb, în iulie, izobarele sunt mai clar conturate în cadrul acestei formaţiuni barice, aceasta fiind deplasată în ansamblu spre nord, centrându-se pe paralela de 40 °N, valorile de presiune depăşind în regiunea centrală valori medii de 1025 hPa. De asemenea, în anotimpul de vară – iulie – anticiclonul azoric este extins, pe baza valorilor medii de presiune, spre centrul continentului european (Schönwiese, 2003). Atunci când înaintează spre latitudini mai mari – Scandinavia sau paralela de 48° – el leagă regiunile cu presiune atmosferică ridicată de la latitudini polare cu cele tipic subtropicale. În această situaţie, dorsala sa imprimă o componentă meridională foarte puternică circulaţiei atmosferice în regiunea ţării noastre, ceea ce imprimă climatului contraste sezoniere remarcabile, amplitudini termice însemnate şi regimuri pluviometrice complexe (Vigneau, 2000). În acelaşi timp, în special în anotimpul de vară, extensia dorsalei anticiclonul azoric peste continentul european împiedică pătrunderea formaţiunilor barice ciclonale, mediteraneene sau atlantice, astfel încât precipitaţiile pot lipsi sub influenţa sa pe perioade lungi cuprinse între 50-100 zile (Ujvari, 1972).

Anticiclonul euro-asiatic are o acţiune semipermanentă, fiind specific continentului eurasiatic în partea rece a anului, atunci când este întreţinut prin procesele de răcire radiativă ce se produc cu o intensitate deosebită în interiorul acestei vaste arii continentale. Un rol important mai ales în alimentarea nucleului est-european al acestui anticiclon (E. Ion-Bordei, 1983) îl au anticiclonii polari de invazie, care încheie familiile de cicloni atlantici cu traiectorie vest-est, anticicloni care transportă aer rece în troposfera joasă la latitudini polare şi subpolare peste întreaga Europă. Unii dintre aceşti anticicloni, proveniţi în special din regiunea Mării Kara, ajung în regiunea centrală a Eurasiei la începutul toamnei şi prin procese radiative devin stabili. Din punct de vedere dinamic, de multe ori, toamna, regiunea ţării noastre constituie bazinul de stabilizare a

anticiclonilor de invazie care, după ce se deplasează lent spre est, contribuie la alimentarea anticiclonului euro-asiatic în faza sa incipientă de dezvoltare. Aceste perioade corespund perioadelor cu vreme blândă de pe parcursul anotimpului de toamnă de pe teritoriul României. Dorsala anticiclonală este distrusă progresiv, în timpul primăverii, de pătrunderile succesive ale ciclonilor atlantici generaţi de depresiunea islandeză. Chiar în anotimpul rece existenţa dorsalei anticiclonului euro-asiatic este întreruptă de invaziile ciclonilor arctici, ce străbat Câmpia Rusă spre sud-est.

Frecvenţa anuală a anticiclonului euro-asiatic este în medie de 31% la nivel anual, cu un maxim în luna februarie, cu 41%, şi minima în luna iulie, cu 15% (Topor & Stoica, 1965). Reprezintă cea mai vastă formaţiune barică de pe Terra, extinzându-se în perioada maximului de dezvoltare – luna februarie – din nordul Peninsulei Indochina până la Marea Barents şi din Extremul Orient Rus până în Europa Centrală. Prin extinderea sa deosebită, anticiclonul euroasiatic întrerupe modelul circulaţiei generale a atmosferei distrugând, în partea rece a anului, atât celula Ferrel de la latitudini temperate, cât şi alizeele din regiunea intertropicală.

România, şi Europa în ansamblu, se află sub incidenţa unei dorsale a acestuia care se instalează începând din luna septembrie şi durează până în luna martie. Foarte rar se formează vara, iar când apare, durează puţin, deoarece nu mai poate fi susţinut prin procesele radiative, şi nu se extinde până în sud-estul Europei (*Geografia României*, vol. I, 1983). În clasificarea realizată de Topor, 1962 în *Clima României*, vol. I, prezenţa dorsalei anticiclonului euroasiatic este specifică perioadei reci a anului şi în măsură mai mică sfârşitului de primăvară şi începutului de vară. În timpul iernii intensitatea anticiclonului euro-asiatic este mai mică deasupra Europei (1020-1030 hPa), în timp ce deasupra Asiei valoarea presiunii atmosferice depăşeşte frecvent 1040 hPa (Schönwiese, 2003).

Sub aspect sinoptic la nivelul regiunii studiate, anticiclonul euro-asiatic este răspunzător de advecţiile de aer rece la nivelul regiunii ţării noastre, realizate fie pe componenta estică, atunci când dorsala sa este situată la nord de ţara noastră, fie pe componentă nordică atunci când un nucleu secundar al acestui anticiclon este centrat în Europa Centrală. Instalarea acestui anticiclon conduce la producerea unor puternice inversiuni de temperatură pe întreg arealul extracarpatic. Aerul rece foarte stabil invadează regiunea exterioară lanţului carpatic într-un strat gros de 400-600 m în sud şi de peste 600 m în estul ţării noastre, unde grosimea acestui strat depăşeşte altitudinea unor pasuri carpatice, determinând revărsări catabatice de tip bora, în timpul cărora, aerul rece invadează depresiunile intramontane (Bâzâc, 1983). Culoarul Siretului, prin trăsăturile sale depresionare, contribuie la stabilizarea maselor de aer în cadrul formaţiunii anticiclonale, astfel încât inversiunile de temperatură devin marcante. Spre exemplu, în perioada 25-30 ianuarie 2006 (fig. 28), perioadă în care estul Europei se afla sub influenţa unui nucleu secundar al anticiclonului euro-asiatic,

la Bacău temperaturile minime diurne au fost mai scăzute decât cele înregistrate la Ceahlău-Toaca, cu până la 9,7 °C în data de 27 ianuarie (−20.4 °C la Bacău faţă de −10.8 °C la Ceahlău-Toaca).

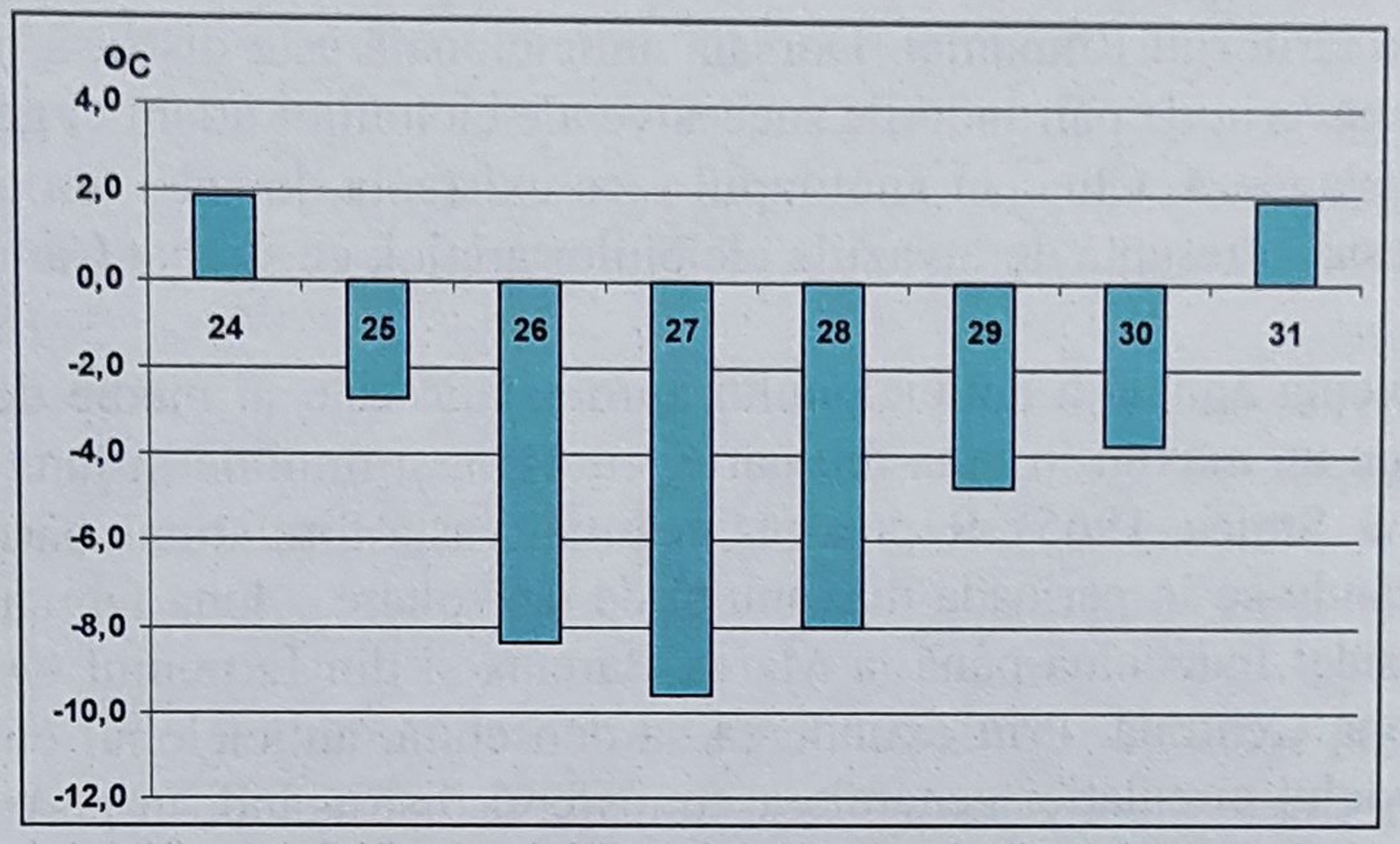


Fig. 28. *Intensitatea inversiunii termice în intervalul 24-31 ianuarie 2006, în condiţii anticiclonale, pe baza valorilor minime diurne de temperatură de la Bacău şi Ceahlău-Toaca*

Exemplul de mai sus scoate în evidenţă o altă trăsătură de bază a acestui anticiclon, şi anume faptul că în altitudine presiunea scade rapid, astfel încât influenţa lor pe verticală se extinde foarte rar la peste 2500 m (Barry & Chorley, 2003). În exemplul anterior, valoarea minimă de temperatură la Bacău s-a produs decalat cu peste 48 de ore faţă de Ceahlău-Toaca, subliniind faptul că aerul rece format în troposfera joasă în cadrul acestor anticicloni este foarte greu de îndepartat prin advecţiile de aer cald ce se resimt mai întâi în altitudine (Donisă & Davidescu, 1972). Pătura de aer rece din regiunile joase este foarte greu de dislocat, pe de o parte pentru că aerul respectiv a dobândit o densitate mai mare decât aceea a aerului transportat în condiţii normale de circulaţie la scară sinoptică, iar pe de altă parte pentru că pe lateral există barajul impus de pereţii văii, iar deasupra există o suprastabilitate asociată cu stratul de inversiune (Drăghici, 1988). În ansamblu, prezenţa dorsalei anticiclonului est-european la nivelul Europei implică anomalii negative de temperatură peste toată Europa Centrală şi de Est.

Pe lângă aceşti doi anticicloni, a căror acţiune ca centri barici cu influenţă pregnantă asupra proceselor sinoptice de pe teritoriul României este incontestabilă, în literatura de specialitate se mai fac menţiuni legate de alte două formaţiuni barice de acest tip.

Anticiclonul scandinav determină schimbări bruşte şi importante în aspectul vremii, având o frecvenţă ceva mai mare în semestrul cald, când determină îngheţuri târzii şi timpurii (*Geografia României*, vol. I, 1983).

Anticiclonul scandinav are o frecvenţă anuală de numai 8% în aria de origine, prezentând un maxim în iunie (13%) şi un minim toamna (octombrie-noiembrie) şi primăvara (februarie-martie), intensitatea lui medie fiind de 1030 hPa, dar poate atinge până la 1045 hPa. Formarea sa se află în strânsă legatură cu acţiunea precedentelor formaţiuni anticiclonale, mai precis cu acţiunea dorsalelor acestora în partea central-nordică a Europei.

Instalarea acestui anticiclon în regiunea Peninsulei Scandinave conduce la perturbarea circulaţiei zonale pe continentul european, aceasta fiind însoţită de o divizare în două ramuri a jetului troposferic polar la latitudini temperate, una orientată spre nord-est în Marea Norvegiei şi alta orientată sud-est înspre sudul Europei. Această situaţie corespunde cu situaţia atmosferică de blocaj atmosferic la nivel european, cu un impact deosebit în manifestarea fenomenelor meteorologice pe întregul continent, în special la nivelul anotimpului de iarnă (Barry & Chorley, 2003). În linii generale, prezenţa acestei formaţiuni barice imprimă la nivelul ţării noastre o circulaţie meridiană pe componentă nordică, ceea ce presupune advecţii intense de aer rece. Totuşi, doar în 20% din cazurile în care se formează, invaziile de aer rece ale acestui anticiclon ating România (Stăncescu, 1983).

Anticiclonul groenlandez este indicat în unele lucrări ca un centru baric de acţiune secundară pentru clima României, însă, din punctul nostru de vedere el nu poate fi interpretat decât ca sursă a maselor de aer rece care sunt transportate în partea posterioară a ciclonilor ce iau naştere în depresiunea islandeză. Aceste mase de aer pot ajunge în regiunea României, în spatele fronturilor atmosferice reci din cadrul ciclonilor atlantici, puternic transformate prin procese radiative complexe ce se produc pe întreg parcursul traversării acestora peste continentul european, procese ce conduc la încălzirea lor (Wiedersich, 2006). În orice caz, individualitatea sa ca formaţiune barică pe continentul nostru este anulată de prezenţa cu o frecvenţă mare în aceeaşi perioada din an a anticiclonului scandinav sau a dorsalei vest-europene a anticiclonului azoric.

Anticiclonul nord-african trebuie interpretat ca formaţiunea barică ce se individualizează în cadrul brâului de presiune atmosferică ridicată, specific latitudinilor tropicale şi subtropicale. În aceeaşi idee putem înţelege anticiclonul nord-african ca o extensie africană a anticiclonului azoric. Pentru ca această formaţiune barică să influenţeze vremea în regiunea ţării noastre, ea trebuie să se individualizeze ca nucleu anticiclonal centrat în nord-estul Africii, care poate să determine advecţii de aer cald, prin sectorul său anterior, spre Peninsula Balcanică şi Marea Neagră (*Geografia României*, vol. I, 1983).

III.3.2.2. Rolul climatogen al centrilor barici ciclonali

Cele mai importante formaţiuni anticiclonale pentru continentul european sunt anticiclonul azoric şi anticiclonul est-european, ce formează o axă de mare presiune atmosferică orientată de la sud-vest spre nord-est; acesta delimitează două formaţiuni barice dispuse simetric de o parte şi de alta (Bâzâc, 1983)

care prezintă aceleaşi trăsături de persistenţă ca şi formaţiunile anticiclonale menţionate:

– depresiunea islandeză, situată în partea central-nordică a Oceanului Atlantic, cu caracter permanent şi complementară ca intensitate anticiclonului azoric;

– depresiunea mediteraneeană, semipermanentă, specifică bazinului central al Mării Mediterane.

Prezenţa altor centri barici ciclonali stabili cu influenţă asupra proceselor sinoptice la nivel european este discutabilă, chiar dacă în literatura de specialitate din ţara noastră sunt amintite astfel de formaţiuni barice precum *ciclonul arab*. Existenţa acestuia în Peninsula Arabiei este incontestabilă, dar influenţa sa asupra vremii din sud-estul continentului este greu de evaluat.

Depresiunea islandeză reprezintă al doilea centru baric important la nivel european, alături de anticiclonul azoric, fiind considerat ca având o acţiune semipermanentă de către climatologii români, dar în literatura de specialitate din străinătate este considerat cel mai important centru de acţiune barică ce influenţează clima Europei (Pedelaborde, 1982). În modelul circulaţiei generale a atmosferei, ciclonul islandez este încadrat în zona de presiune atmosferică joasă, specifică fiecărei emisfere la latitudini de 50-60°, şi corespunde sectorului ascendent al celulei Ferrel, situată în cele mai multe cazuri sub jetul troposferic polar (Chémery, 2003).

Are dezvoltarea maximă în semestrul rece, adică atunci când contrastul termic între apele atlantice şi continentul răcit este foarte puternic. Este o depresiune de origine dinamică, un rol important în dezvoltarea sa deţinându-l şi efectul de obstacol al masei de uscat groenlandeze (Pagney, 1994). Vara, depresiunea islandeză, chiar dacă este mai puţin extinsă, poate fi regăsită pe hărţile barice de altitudine, influenţa asupra vremii în România fiind mai redusă (*Geografia României*, vol. I, 1983), dar iarna se adânceşte printr-un proces termic reprezentat de pătrunderea apelor calde la latitudini mari, prin intermediul derivei nord-atlantice (Estienne & Goddard, 1970). Toamna, depresiunea poate să coboare spre sud până la paralela de 50°, iar în partea sudică se poate dezvolta o depresiune atlantică secundară. În acest fel, activitatea sa anuală este complementară celei a anticiclonului azoric, formaţiune cu care se află într-un permanent joc baric ce stă la baza definirii oscilaţiei Atlanticului de Nord (NAO). De altfel, aceste două formaţiuni barice nu se regăsesc în permanenţă pe hărţile sinoptice ele, reprezentând mai degrabă regiuni în care se stabilizează arii de presiune care provin din vestul Atlanticului, America de Nord sau Groenlanda (Hârjoabă, 2005). Complexitatea sa este subliniată şi de faptul că toamna poate să integreze cicloni tropicali în stadiile finale de dezvoltare, în interiorul cărora presiunea atmosferică poate să coboare la sub 970 mb. Din observaţiile realizate în acest sens, pe baza hărţilor sinoptice pe perioada 2003-2006, în fiecare an, în

lunile de toamnă, un număr de doi, trei cicloni tropicali sunt preluaţi şi integraţi în talvegurile depresiunii islandeze.

Depresiunea islandeză este prezentă, în medie, în regiunea Atlanticului de Nord, în 80% din zilele anului, cu maximul în luna februarie (88%) şi minimul în luna mai (68%). Adâncimea medie a ciclonului islandez variază între 990 hPa în inauarie şi 1005 hPa în luna iunie. Poziţia sa nu este stabilă, depinzând de schimbările barice de natură sinoptică ce se produc în câmpul presiunii atmosferice în regiunea Atlanticului de Nord. Astfel, în condiţiile în care regiunea de origine a ciclonului islandez este ocupată de nuclee şi dorsale anticiclonale ce domină Atlanticul, acesta se deplasează spre sud, peste Europa de nord-vest, determinând deplasarea spre sud a ciclonilor polari şi generând deasupra Golfului Genova, în principal, cicloni secundari (Topor & Stoica, 1965). În timpul anului, depresiunea islandeză se regăseşte pe o suprafaţă extinsă în regiunea sinoptică europeană din Marea Albă până în Groenlanda.

Sub aspect sinoptic, depresiunea islandeză generează la periferia sa familii ciclonice formate din cicloni rapizi, ce cuplează mase de aer reci şi calde (Sabin, 2004), unii din indivizii ciclonali ajungând şi în regiunea României pe fondul circulaţiei vestice. Influenţa acestora se resimte, în primul rând, prin instabilitate atmosferică legată de zonele frontale calde şi reci aferente.

Depresiunea mediteraneană reprezintă o regiune de presiune atmosferică joasă ce se regăseşte pe hărţile barice din lunile de iarnă. Această depresiune din bazinul mediteranean poate fi considerată pentru teritoriul României ca fiind un centru baric de acţiune semipermanentă. Arealul cel mai activ sub aspect ciclogenetic este constituit din golful Genovei şi Marea Ligurică, căruia îi urmează Marea Adriatică. Alături de depresiunea islandeză, regiunea Mării Mediterane reprezintă a doua mare arie de ciclogeneză constantă la nivel european. Ciclonii mediteraneeni se formează pe frontul creat prin pătrunderea aerului polar peste vestul şi centrul Europei, la contactul cu aerul tropical (*Geografia României*, vol. I, 1983). Ciclonii ce se dezvoltă în această arie pot fi consideraţi de două tipuri (E. Ion-Bordei, 1983):

– ultimii *reprezentanţi ai seriilor ciclonice islandeze*, ce regenerează peste apele calde ale Mediteranei; aceştia se dezvoltă iniţial în talvegurile unor cicloni mobili de origine islandeză ce se deplasează spre est pe traiectorii vestice în Europa centrală şi de nord;

– *cicloni formaţi „in situ”* deasupra Mediteranei de nord-vest, fără legătură directă cu marele ciclon islandez; aceştia apar în situaţiile în care deasupra Oceanului Atlantic este instalat un anticiclon, centrat deasupra Arhipelagului Britanic sau ceva mai la sud de acesta, dar capabil să trimită mase de aer rece deasupra bazinului mediteranean dominat de condiţii depresionare (E. Ion-Bordei & Limbăşeanu, 1976); aproximativ două treimi din ciclonii mediteraneeni se formează „in situ” (Estienne & Goddard, 1970).

În timpul iernii gradientul de presiune între Europa rece, anticiclonală şi Marea Mediterană caldă şi depresionară este foarte mare. În acest context, apariţia ciclonilor mediteraneeni este legată de efectul termic ce se manifestă în acest anotimp, atunci când Mediterana este mult mai caldă decât continentul – în luna ianuarie temperatura medie a apei mării este cu 2 °C mai mare decât cea a aerului (Barry & Chorley, 2003). În celelalte anotimpuri cauza principală este reprezentată de un efect dinamic, generat atunci când au loc advecţii de aer rece dinspre nord-vest şi nord deasupra golfului Genovei, unde determină mişcări ascensionale ale aerului cald preexistent (Pedelaborde, 1982). Ciclonii mediteraneeni ce iau naştere din acest contrast, aspiră, *prin sectoarele lor posterioare*, aerul rece rezultat din anticiclonii de origine termică ce se dezvoltă pe continentul european, iar în sectoarele anterioare ale acestora este antrenat, în mişcarea ciclonală, aerul mediteranean şi chiar aerul saharian.

În regiunea sinoptică a ţării noastre, aerul cald şi umed transportat de ciclonii mediteraneeni vine în contact cu aerul rece transportat şi antrenat de anticiclonul est-european, care înaintează mult spre sud-vest, determinând intensificarea vântului, căderi abundente de precipitaţii solide şi apariţia viscolului mai ales în estul şi sud-estul ţării (Bălescu & Beşleagă, 1962). La nivel general, în ţara noastră, influenţa lor este mai mare în sudul ţării, unde provoacă schimbări importante în aspectul vremii şi precipitaţiilor (*Geografia României*, vol. I, 1983).

Depresiunea mediteraneană este prezentă în 41% din zilele anului în aria de origine. Se intensifică şi extinde în luna februarie, când migrează spre nord-vest, în luna martie scade ca intensitate şi extindere şi migrează în nordul Mării Adriatice. Frecvenţa maximă lunară este înregistrată în luna aprilie (47%), iar cea minimă în luna iulie (31%) (Topor, Stoica, 1965).

III.3.2.3. Tipuri de circulaţie atmosferică

Prima clasificare a tipurilor de circulaţie atmosferică în ţara noastră a fost realizată de N. Topor în *Clima României*, vol. I (1962), ce a stabilit prin analiza perioadei 1899-1951 şapte tipuri barice care determină tot atâtea tipuri de vreme.

În anul 1965, N. Topor şi C. Stoica publică la Institutul Meteorologic lucrarea *Tipuri de circulaţie şi centri de acţiune atmosferică deasupra Europei*, în care sunt stabilite mai clar criteriile de delimitare a tipurilor de circulaţie, fiind clarificate şi chestiuni terminologice precum noţiunile de interval sinoptic, tip de vreme şi formă principală de circulaţie. Pe baza unor criterii clar stabilite, procesele atmosferice cuprinse între 1938 şi 1961 au fost grupate şi clasificate în următoarele forme principale şi tipuri de circulaţie:

– *circulaţia vestică* ce cuprinde 9 tipuri de circulaţie şi deţine o frecvenţă anuală de 45%, considerată elementul preponderent al transformărilor atmosferice care au loc deasupra continentului;

– *circulaţia polară* ce cuprinde 3 tipuri de circulaţie (polară directă, polară întoarsă, ultrapolară) reprezintă 30% din cazuri, fiind generată, de obicei, de dezvoltarea şi extinderea către Islanda, a anticiclonului Azorelor;

– *circulaţie tropicală* cuprinde două tipuri (circulaţie maritim-tropicală, circulaţie continental-tropicală) şi deţine o frecvenţă de 15% din cazuri şi asigură transportul excesului de caldură din regiunile tropicale în cele polare;

– *circulaţia de blocare* are loc atunci când deasupra continentului european se instalează un regim de presiune ridicată care deviază perturbaţiile ciclonice care apar în Oceanul Atlantic către nordul şi nord-estul Europei, blocând direcţia de deplasare spre partea centrală şi spre sud-est a acesteia.

În *Atlasul Geografic al României* (1972-1979) Doneaud subliniază existenţa a 5 centri de acţiune barică pentru Europa şi prezintă 8 tipuri barice caracteristice pentru ţara noastră.

În urma analizei hărţilor sinoptice zilnice elaborate de către INMH în perioada 1980-2005, precum şi a materialului sinoptic disponibil din sursa NOAA (pe baza modelului de prognoză – Global Forecast System) am identificat 6 tipuri sinoptice (fig. 29) ce induc tot atâtea tipuri de vreme cu trăsături distincte şi cu o anumită frecvenţă anuală (Blüthgen, 1966) la nivelul ţării noastre. În funcţie de elementul determinant în evoluţia stării vremii, aceste situaţii pot fi împărţite în două categorii: ***situaţii sinoptice radiative şi advective.***

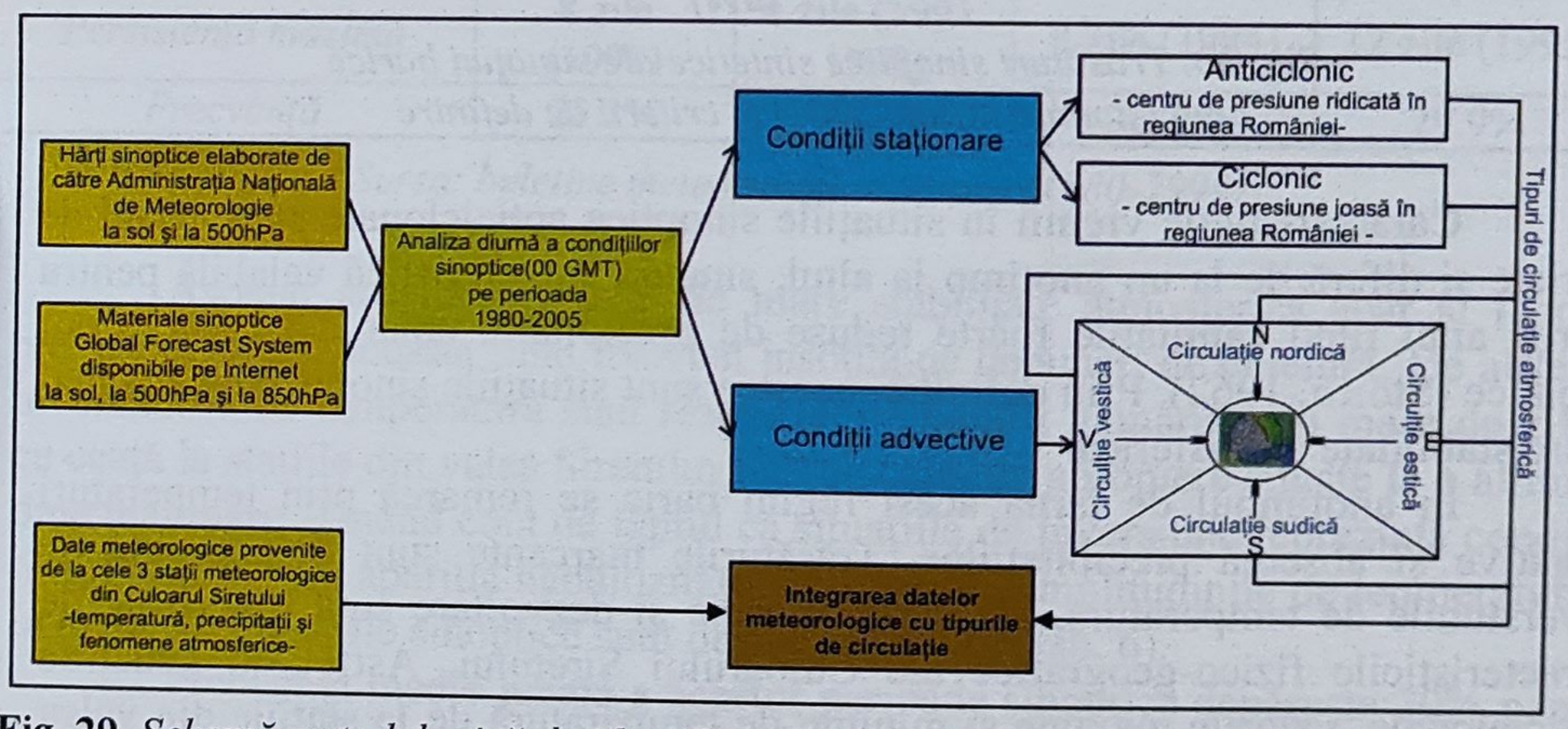
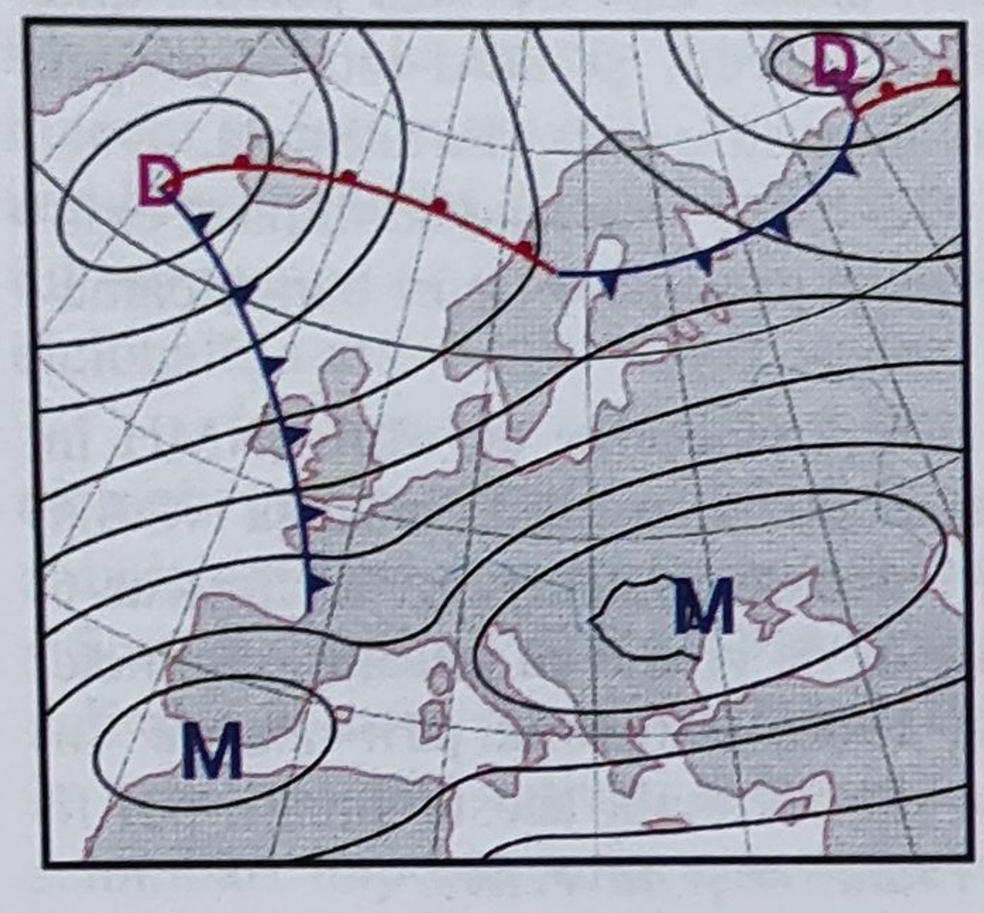


Fig. 29. *Schemă metodologică de identificare a tipurilor de circulaţie la scară sinoptică*

1. Situaţiile sinoptice dominant ***radiative*** reprezintă cazurile în care nu poate fi vorba de o circulaţie propriu-zisă a maselor de aer deasupra ţării noastre. Aceste situaţii se înscriu în tipul de circulaţie denumit de noi *anticiclonal*, caracterizat prin calm atmosferic, temperaturi legate de condiţiile radiative din fiecare anotimp şi absenţa precipitaţiilor atmosferice.

Sub aspect barometric, acest tip de circulaţie este caracterizat prin existenţa unui câmp de presiune ridicată în sud-estul Europei (fig. 30). Situaţia tipică

este cea în care o formaţiune barică anticiclonală este centrată peste ţara noastră, dar şi situaţiile în care România se află în diferite sectoare ale unei astfel de formaţiuni barice; situaţiile în care gradientul baric este insuficient pentru a determina advecţii ale maselor de aer au fost incluse în acest tip. Practic, în aceste situaţii, mersul diurn al elementelor meteorologice este guvernat exclusiv de factorii radiativi.



Regim baric anticiclonal:
– **la sol, câmp barometric de presiune atmosferică ridicată** sau chiar nucleu anticiclonal centrat peste România;
– **gradientul baric foarte redus** nu permite advecţia maselor de aer şi determină instalarea mecanismelor radiative în mersul elementelor meteorologice;
– **circulaţia vestică este deviată la latitudini mai mari în Europa**;
– **în altitudine** peste sud-estul Europei este situată o **dorsală de aer cald** sau un **câmp baric de presiune ridicată cu izohipse de geopotenţial închise**;
– **frecvenţa medie anuală** a acestui regim barometric este de **25%,** cu **maximul în luna august (cca 35%)** şi **minimul în aprilie (cca 20%)**.

Fig. 30. *Trăsături sinoptice sintetice ale situaţiei barice anticiclonale (Sfică, 2007) şi criterii de definire*

Caracteristicile vremii în situaţiile sinoptice anticiclonale sunt destul de variate şi diferă de la un anotimp la altul, singura caracteristică valabilă pentru întreg anul fiind cantităţile foarte reduse de precipitaţii, chiar dacă ele se pot produce (Stoica, 1962). Prin definiţie, acestea sunt situaţiile sinoptice cu cea mai mare stabilitate atmosferică.

În anotimpul de iarnă acest regim baric se remarcă prin temperaturi negative şi absenţa precipitaţiilor. Trăsăturile marcante sunt determinate de inversiunile de temperatură, ale căror apariţie şi dezvoltare sunt favorizate de caracteristicile fizico-geografice ale Culoarului Siretului. Astfel, în situaţiile anticiclonale, valorile maxime şi minime de temperatură de la staţiile din valea Siretului (Roman, Bacău şi Adjud) rămân mai reduse decât cele înregistrate la staţiile situate în regiunile mai înalte (Strunga, Plopana). De exemplu, în perioada 1-3 februarie 1987, într-o perioadă anticiclonală foarte rece, minimele la Bacău au fost cu 4-7 °C mai coborâte decât la Plopana, în timp ce la Roman acestea au fost mai mici cu 1-3 °C decât la Strunga. Pe ansamblu, abaterile faţă de temperaturile medii în astfel de condiţii sunt foarte reduse doar abaterile negative la nivelul maximelor diurne în anotimpul de iarnă fiind mai evidente, ca

rezultat al persistenţei orizonturilor de inversiune pe parcusul zilei în regiunile joase (tab. 6).

Tabel 6. *Tabel sinoptic al unor elemente şi fenomene meteorologice în cazul regimului* ***sinoptic anticiclonal*** *pe baza datelor de la staţia meteorologică Bacău*

Anticiclonală			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	0 °C	0 °C	0 °C	0 °C
		Absolută	−18 °C	−2 °C	8 °C	−4 °C
	Max	*Abatere med.*	−2 °C	0 °C	−1 °C	0 °C
		Absolută	11 °C	28 °C	35 °C	28 °C
Amplitudine termică			6.5 °C	12 °C	13 °C	12 °C
Precipitaţii			Absente sau foarte reduse	Absente sau foarte reduse	Cantităţi reduse provenite din ploi convective	Absente sau foarte reduse
Fenomene meteorologice specifice			Ceaţă, inclusiv cu depunere de chiciură;	Brumă şi ceaţă	-	Brumă şi ceaţă
Persistenţă maximă			8 zile (1999)	4 zile (1991, 1998)	8 zile (1984)	12 zile (1995)
Frecvenţă			25.2%	20.8%	28.3%	29.9%

Sursa: buletine meteorologice zilnice (1980-1999)

Asociat acestor perioade de mare stabilitate atmosferică apar şi fenomenele de ceaţă, aceasta fiind frecvent însoţită de depuneri de chiciură. De altfel, inversiunile de temperatură sunt responsabile pentru numărul mai mare de zile cu ceaţă la staţiile din valea Siretului faţă de cele din apropiere situate la o altitudine mai mare. Ţinând cont de faptul că situaţiile de inversiune reprezintă condiţii propice pentru apariţia nebulozităţii stratiforme, amplitudinile de temperatură în astfel de intervale sinoptice sunt destul de reduse (tab. 6).

Frecvenţa medie lunară a acestor perioade sinoptice depăşeşte 20% pentru fiecare lună de iarnă cu maximul în luna ianuarie, iar persistenţa acestor perioade este ridicată, putând să depăşească o săptămână.

În anotimpurile de tranziţie, caracteristicile acestui tip sinoptic sunt în linii mari similare. Astfel, brumele târzii şi cele timpurii se produc în astfel de condiţii, mai ales când ele se instalează după scurte, dar intense situaţii de circulaţie polară. Vremea este în general frumoasă şi cu o amplitudine diurnă însemnată.

Toamna, situaţiile anticiclonale sunt mult mai frecvente decât primăvara. Frecvenţa medie în lunile septembrie şi octombrie se apropie de 30%, în

timp ce în lunile martie şi aprilie aceasta este în jur de 20%. De asemenea, persistenţa acestor perioade este mai mare toamna decât primăvara. Persistenţa maximă în luna octombrie a atins 12 zile în anul 1995, în timp ce în luna aprilie aceasta nu a depăşit 4 zile (1991 şi 1998), ca urmare a unei dinamici mai accentuate a atmosferei în această perioadă din an.

Spre deosebire de celelalte anotimpuri, vara, în condiţii anticiclonale se pot produce precipitaţii, însă acestea sunt sporadice şi generează cantităţi reduse sub formă de aversă. De asemenea, amplitudinea termică medie diurnă este foarte ridicată (tab. 6), maximele termice urcând până spre 35 °C. De altfel, zilele tropicale se produc fie în regimul barometric anticiclonal, fie în condiţii de circulaţie sudică. Este remarcabilă deopotrivă frecvenţa medie – în jur de 30% pentru toate lunile de vară –, cât şi persistenţa maximă ce poate să depăşească durata unei săptămâni (ex. 8 zile în 1984).

Vara, în urma unor intervale sinoptice anticiclonale cu o persistenţă ridicată, ţinând cont de absenţa formaţiunilor noroase ce determină un bilanţ radiativ excedentar pozitiv, aerul polar continental se transformă în aer tropical. Acestea sunt condiţiile în care apar zilele tropicale şi cele caniculare. Specifică acestor perioade este şi instalarea în troposfera înaltă a unor dorsale puternice de aer cald care întreţin şi chiar alimentează anticiclonul de la sol. Astfel de procese sunt specifice pentru fiecare lună de vară (30-31 iulie 1985, 3-6 iulie 1989 etc.).

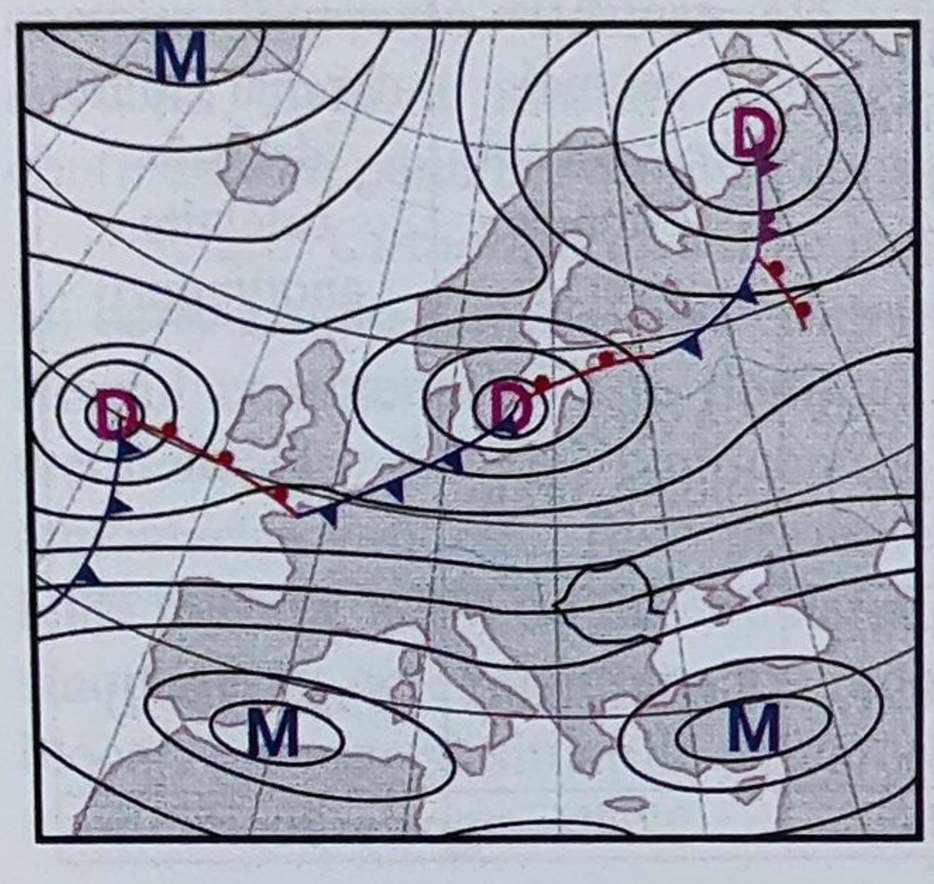
În literatura climatologică românească, frecvenţa situaţiilor anticiclonale nu se află în centrul atenţiei fiind ataşată, în bună măsură circulaţiei de blocare (Topor & Stoica, 1965, Stoica, 1983) sau pur şi simplu neglijată (*Clima României*, vol. I). Circulaţia de blocare este estimată la o frecvenţă medie anuală de doar 10%. Calculele realizate în studiul nostru indică o frecvenţă medie de 25,2%, ceea ce face din această situaţie cel mai frecvent tip sinoptic.

2. Situaţiile sinoptice predominant ***advective*** sunt cele în care în regiunea României gradientul barometric determină advecţia maselor de aer. Din analiza materialului sinoptic, am identificat 4 tipuri de circulaţie, pe baza coordonatelor geografice de origine a maselor de aer transportate spre sud-estul continentului: *vestică, nordică, sudică* şi *estică*. Trebuie să menţionăm că am preferat denumiri pentru aceste tipuri de circulaţie pe baza coordonatelor geografice, fără a sublinia caracterul termic pe care acestea îl implică. După cum vom vedea mai jos, există situaţii în care pe circulaţie nordică, de exemplu, se poate produce o încălzire a vremii, aşa cum pe circulaţie sudică, se pot produce răciri. De aceea, denumirile de circulaţie polară sau circulaţie tropicală se dovedesc a fi în multe cazuri inadecvate faţă de tendinţa de evoluţie a temperaturii.

De asemenea, aceste tipuri de circulaţie sunt însoţite de precipitaţii, determinate de pasajele frontale peste sud-estul Europei.

2.1. *Circulaţia vestică* pe teritoriul României este determinată de o structură a câmpului barometric la nivel european caracterizată prin prezenţa unui câmp anticiclonal în partea de sud, în timp ce nordul continentului este

dominat de un câmp atmosferic de presiune redusă în cadrul căruia acţionează familii ciclonale de origine atlantică (fig. 31). Acest tip de circulaţie corespunde cu circulaţia zonală specifică latitudinilor temperate, exprimată prin Vânturile de Vest. Pe această cale sunt transportate peste teritoriul ţării noastre masele de aer atlantic. Circulaţia vestică poate să se transforme foarte uşor în circulaţie nordică sau circulaţie sudică.



Circulaţia vestică:
– România este situată la **contactul** dintre un **câmp de presiune atmosferică ridicată ce acoperă bazinul mediteranean** şi o serie de **depresiuni mobile de origine atlantică** ce traversează continentul de la vest la est;
– gradientul baric în zona ţării noastre determină **circulaţia maselor de aer dinspre vest**;
– în **altitudine** dispunerea formaţiunilor barice este favorabilă **circulaţiei zonale** fără a fi identificate unde Rossby la nivelul continentului;
– pentru instalarea circulatiei vestice, izohipsele ce traversează centrul României trebuie să fie prezente în vestul Europei **între sudul peninsulei Iberice şi nordul arhipelagului Britanic;**
– frecvenţa medie lunară: 21,2%, frecvenţa maximă: 27,5% ianuarie, frecvenţa minimă: 14% aprilie.

Fig. 31. *Trăsături sinoptice ale circulaţiei vestice (Sfică, 2007) şi criteriile de identificare*

În anotimpul de iarnă, instalarea circulaţiei vestice determină în multe situaţii încălziri accentuate ale vremii ce generează abateri pozitive semnificative faţă de temperaturile medii (tab. 7). În astfel de condiţii, în Culoarul Siretului (+4-5 °C), temperaturile au urcat la 16 °C pentru Bacău, valori deosebit de ridicate pentru luna ianuarie. Spre exemplu, la începutul lunii ianuarie a anului 1984, pe fondul circulaţiei vestice, temperaturile maxime diurne au depăşit 10 °C la staţiile din Culoarul Siretului.

Pe fondul circulaţiei vestice se produc precipitaţii frontale corespunzătoare fronturilor atmosferice aferente ciclonilor atlantici. În aceste condiţii dinamice temperaturile diurne oscilează în jurul punctului de îngheţ, ceea ce induce o serie întreagă de caracteristici ale vremii, precum existenţa predominantă a precipitaţiilor lichide, posibilitatea de producere a poleiului, apariţia fenomenului de ceaţă. Frecvenţa medie a acestui tip de circulaţie se înscrie la valori de 25% în toate lunile anotimpului rece, iar persistenţa maximă depăşeşte 5 zile.

Tabel 7. *Tabel sinoptic al unor elemente şi fenomene meteorologice principale în* ***cazul circulaţiei vestice*** *pe baza datelor de la staţia meteorologică Bacău*

Vestică			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	+4 °C	+1 °C	0 °C	+2 °C
		Absolută	−13 °C	−2 °C	8 °C	−1 °C
	Max	*Abatere med.*	+3 °C	+1 °C	0 °C	+3 °C
		Absolută	16 °C	27 °C	32 °C	27 °C
Amplitudine termică			7 °C	12 °C	12 °C	11 °C
Precipitaţii			Însemnate cantitativ, predominant sub formă de ploaie şi lapoviţă	Însemnate cantitativ, predominant sub formă de ploaie	Însemnate cantitativ, cel mai frecvent sub formă de aversă	Precipitaţii semnificative, dar mai reduse decât în celelalte anotimpuri
Fenomene meteorologice specifice			Ploaie, lapoviţă, burniţă, ceaţă, polei	Ploaie, averse de ploaie	Averse de ploaie, oraje	Ploaie
Persistenţă			7 zile (2005)	4 zile (1982, 1985, 1991, 1995)	7 zile (2000)	5 zile (1999)
Frecvenţă			27.5%	14.5%	22.4%	20.2%

În anotimpurile de tranziţie persistenţa circulaţiei vestice este mai redusă, persistenţa maximă nedepăşind 5 zile. Precipitaţiile sunt specifice acestui tip de circulaţie, dar toamna cantităţile de apă înregistrate sunt mai reduse decât în celelalte anotimpuri. Sub aspect termic amplitudinile medii diurne sunt ridicate, depăşind 10 °C, temperaturile minime putând să coboare sub pragul de îngheţ în intervalul octombrie-aprilie, abaterile faţă de medie menţinându-se pozitive, dar mai reduse decât cele din timpul iernii (tab. 7). Primăvara, frecvenţa medie lunară este cuprinsă între 15 şi 20%, iar toamna aceasta se înscrie în jurul valorii de 20%.

Vara, instalarea acestui tip de circulaţie este asociată cu răciri uşoare ale vremii (chiar dacă abaterile faţă de medie sunt nule), mai ales în situaţia în care înlocuiesc circulaţia tropicală sau pe cea anticiclonală. Sub aspect pluviometric precipitaţiile cad predominant sub formă de aversă, persistenţa acestor intervale sinoptice fiind în cazuri extreme de până la 7 zile. În luna iunie frecvenţa acestui tip barometric se apropie de 25%, în timp ce în iulie şi august aceasta se ridică la peste 20%.

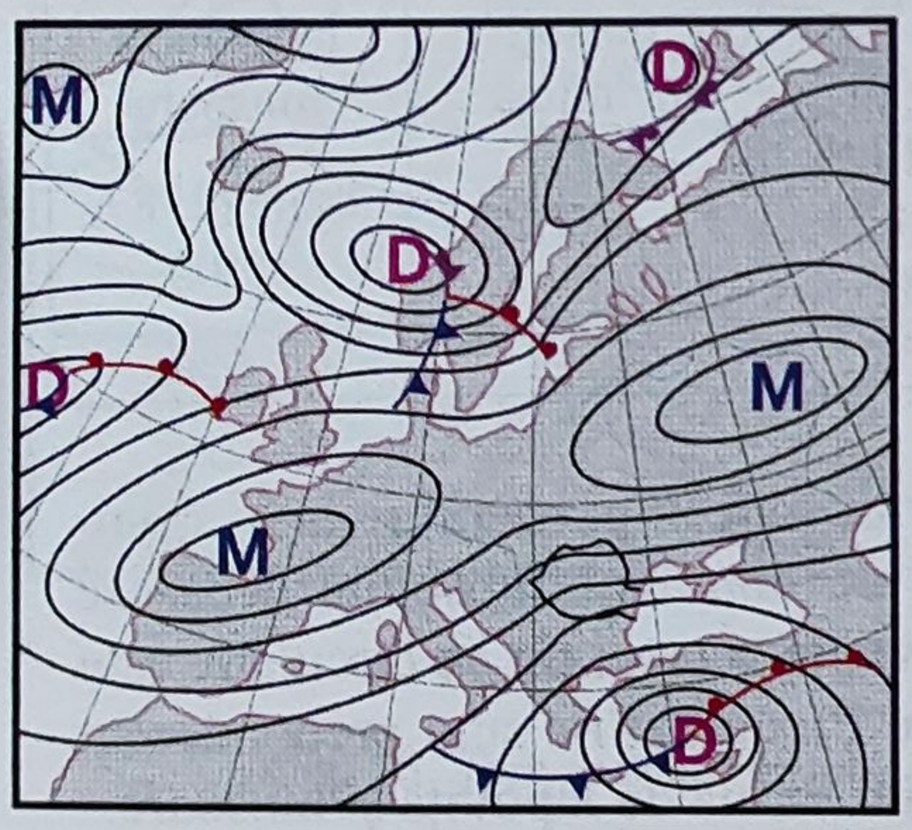
Trebuie să reţinem că din analiza termică a intervalelor sinoptice cu circulaţie vestică s-a putut constata că în aceste condiţii pot interveni încălziri puternice ale vremii la nivelul României. Astfel, dacă circulaţia vestică se instalează după o intensă circulaţie sudică în regiunea Europei Occidentale, aerul din

această regiune este transportat către România în primă fază a instalării circulaţiei pe componentă vestică, aşa cum a fost cazul lunii mai a anului 1983.

În tipurile barice prezentate în *Clima României* (vol. I, 1962) un singur tip baric implică instalarea circulaţiei vestice peste teritoriul ţării noastre – tipul IV – iar frecvenţa acestuia este evaluată la numai 15%. În schimb, valoarea frecvenţei circulaţiei vestice este indicată la 45% în 1965, valoare acceptată unanim în literatura de specialitate din România.

În evaluarea realizată aici de faţă, pe baza celor 26 de ani pe care i-am analizat, frecvenţa medie anuală este de 21,2%, reunind situaţiile care presupun advecţia clară a maselor de aer de peste Oceanul Atlantic în interiorul continentului până în sud-estul continentului.

2.2. *Circulaţia estică* se instalează în condiţiile în care structura câmpului baric asupra Europei este contrară celei din cazul circulaţiei vestice (fig. 32). Nordul continentului este dominat de un câmp baric anticiclonal, iar bazinul mediteranean şi sudul continentului, în ansamblu, sunt dominate de presiuni atmosferice coborâte, fiind prezente numeroase formaţiuni ciclonale mobile. În bună măsură, acest tip de circulaţie corespunde mai multor caracteristici macrosinoptice la nivel continental. În primul rând poate fi vorba de situaţiile de blocaj, precum şi situaţiile în care sud-estul continetnului se află sub acţiunea unor cicloni retrograzi.



Circulaţia estică:
– **la sol**, România este situată la **contactul** dintre un **câmp atmosferic de presiune ridicată axat peste Europa** şi **un câmp de presiune atmosferică redusă peste bazinul mediteranean** în cadrul căruia acţionează una sau mai multe formaţiuni depresionare;
– **gradientul baric** determină în aceste condiţii **advecţia maselor de aer dinspre est**, dinspre sudul câmpiei Ruse şi spaţiul ponto-caspic;
– pe **hărţile barice de altitudine** este prezentă o formaţiune barică de **presiune atmosferică redusă** izolată în **bazinul estic al Mării Mediterane**;
– **frecvenţa medie lunară este de 8,4%**, frecvenţa **maximă este de 13% în luna martie, frecvenţa minimă în luna iunie, 4,7%**.

Fig. 32. *Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei estice (Sfică, 2007) şi criteriile de identificare*

În general, acest tip de circulaţie are o persistenţă redusă nedepăşind 4 zile în nici unul dintre anotimpuri (tab. 8). Putem considera acest tip de circulaţie o fază tranzitorie între circulaţia nordică şi cea sudică, acest lucru neînsemnând că circulaţia estică nu are o individualitate fenomenologică foarte clar conturată.

Astfel, iarna temperaturile sunt reduse, abaterile de temperatură fiind în general negative, peste România fiind transportat aerul polar continental puternic răcit radiativ în regiunea ponto-caspică, fie că este transportat pe la periferia sudică a unor anticicloni centraţi la nord de ţara noastră, fie că pătrunde pe la periferia nordică a unor cicloni cu evoluţie retrogradă. Totuşi, în cazul în care în regiunea sursă a aerului transportat peste România în condiţii de circulaţia estică, în perioada sinoptică precedentă au persistat anomalii termice pozitive, temperaturile maxime pot să se apropie în luna ianuarie de 10 °C. Precipitaţiile sunt în general sub formă solidă, dar nu foarte însemnate cantitativ.

Tabel 8. *Tabel sinoptic al unor elemente şi fenomene meteorologice în cazul* ***circulaţiei estice*** *pe baza datelor de observaţie de la staţia meteorologică Bacău*

Estică			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	0 °C	−2 °C	1 °C	1 °C
		Absolută	−12 °C	−4 °C	12 °C	−4 °C
	Max	*Abatere med.*	−3 °C	0 °C	0 °C	−1 °C
		Absolută	8 °C	26 °C	32 °C	28 °C
Amplitudine termică			4 °C	10 °C	10 °C	8 °C
Precipitaţii			În general slabe cantitativ	Însemnate cantitativ, frecvent sub forma de aversa	Însemnate cantitativ, depăşind frecvent 20 l/mp	Însemnate cantitativ
Fenomene meteorologice specifice			Ceaţă, ninsoare	Ploaie, ceaţă şi mai rar lapoviţă	Oraje, ploaie, posibil grindină	Ploi, mai rar lapoviţă şi ninsoare
Persistenţă			4 zile (1984, 1996)	4 zile (1996, 2000, 2002, 2003)	4 zile (1980)	4 zile (1987, 1991)
Frecvenţă			9,3%	12,1%	6,2%	6,9%

În anotimpurile de tranziţie temperaturile sunt în genearal reduse, minimele absolute fiind frecvent negative în timp ce maximele absolute depăşesc pragul termic caracteristic lunilor de vară. Frecvenţa acestui tip de circulaţie este sensibil mai însemnată primăvara decât toamna. Precipitaţiile sunt preponderent sub formă de ploaie, dar sunt frecvente şi cele sub formă de lapoviţă şi ninsoare.

Vara, temperaturile maxime depăşesc frecvent 30 °C, deoarece masele de aer transportate pe fondul acestei circulaţii capătă caracteristicile aerului tropical. De asemenea, cantităţile de precipitaţii sunt însemnate cantitativ şi cad în principal sub formă de aversă.

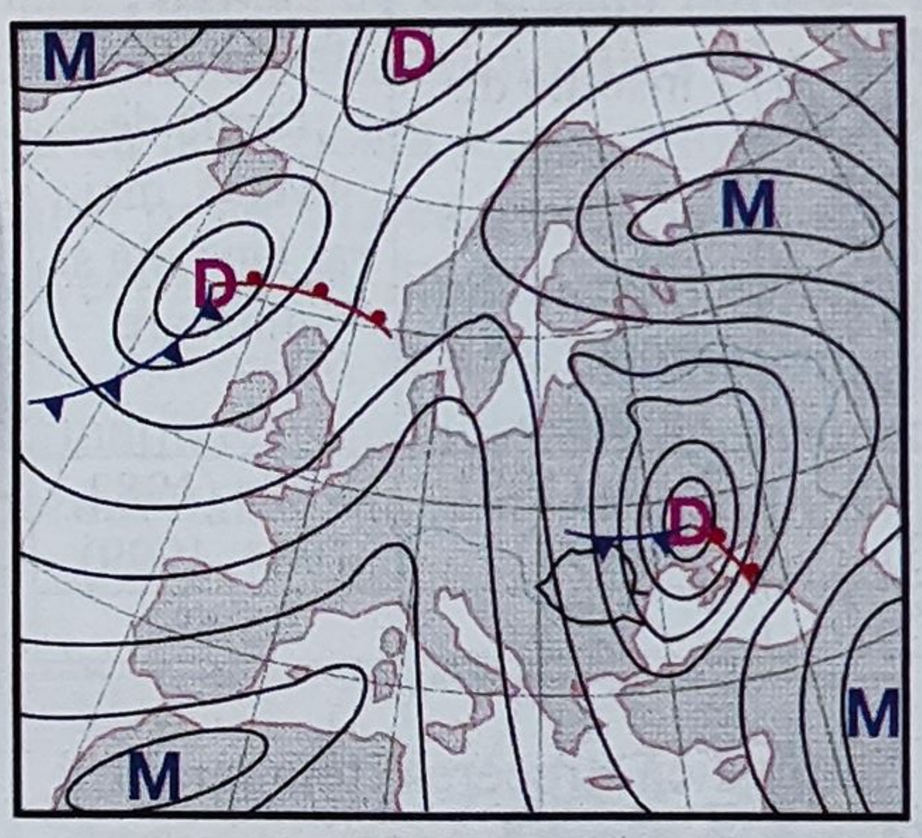
Circulaţia estică se regăseşte în tipul baric III, în *Clima României* (vol. I, 1962), frecvenţa medie indicată fiind de 10,7%, iar în 1965 circulaţia estică nu este indicată ca tip de circulaţie, ci doar ca o variantă a circulaţiei de blocare.

Calculele noastre indică o frecvenţă medie de 8,5% din an, valori asemănătoare cu cele indicate de N. Topor în 1962.

2.3. *Circulaţia nordică* este legată în mod direct de invaziile de aer rece. Acest tip de circulaţie se instalează în condiţiile în care circulaţia zonală este înlocuită cu circulaţia meridiană pe componentă nordică (fig. 33). Această răsturnare e posibilă în condiţiile în care peste Europa de Vest se instalează fie un nucleu al anticiclonului azoric, fie o dorsală a acestuia ce se prelungeşte până spre sudul Peninsulei Scandinave. Advecţiile de aer pe componentă nordică sunt deosebit de energice, în condiţiile în care formaţiunile barice anticiclonale amintite sunt într-un cuplaj strâns cu formaţiuni barice ciclonale centrate la est de România.

Trebuie să subliniem înainte de toate că prin caracteristicile sale fizico-geografice şi prin orientarea generală nord-sud a văii Siretului, Culoarul Siretului are rolul de a canaliza masele de aer antrenate în acest tip de circulaţie.

Chiar dacă în general advecţiile de aer rece se fac resimţite pe o perioada scurtă de timp (1-2 zile), persistenţa maximă este destul de ridicată, putând să ajungă la maximum o săptămână.



Circulaţia nordică:

– la sol, un câmp de **presiune ridicată acoperă vestul Europei, România** aflându-se în **sectorul anterior al acestuia** sau la **contactul cu un câmp depresionar ce se deplasează dinspre Marea Baltică spre Marea Neagră**;

– dispoziţia centrilor barici permite instalarea circulaţiei meridiane în regiunea ţării noastre;

– **în altitudine undele Rossby au o dezvoltare apreciabilă**;

– pentru definirea circulaţiei nordice **izohipsele ce traversează ţara noastră** se regăsesc în nordul continentului în spaţiul **dintre nordul Arhipelagului Britanic şi cursul superior al fluviului Volga**;

– **frecvenţa medie anuală: 16,6%**, frecvenţa minimă lunară în **iulie, 13%**, frecvenţa maximă lunară în **februarie, 24%**.

Fig. 33. *Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei nordice (Sfică, 2007) şi criteriile de identificare*

Individualitatea sinoptică a acestui tip de circulaţie (tab. 9) este dată de anomaliile termice negative pronunţate ce se regăsesc în toate anotimpurile, dar mai ales în perioada caldă a anului. Iarna, în Culoarul Siretului, în condiţii de circulaţie nordică temperaturile minime absolute se apropie frecvent de −20 °C, în timp ce media maximelor diurne se menţine negativă, cel puţin pentru luna ianuarie.

În anotimpurile de tranziţie instalarea circulaţiei nordice atrage după sine producerea de temperaturi minime negative şi implicit producerea fenomenelor meteorologice asociate (îngheţ, brumă).

Tabel 9. *Tabel sinoptic al unor elemente şi fenomene meteorologice în* ***cazul circulaţiei nordice*** *pe baza datelor de la staţia meteorologică Bacău*

Nordică			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	−1 °C	−2 °C	−3 °C	−2 °C
		Absolută	−19 °C	−4 °C	8 °C	−5 °C
	Max	*Abatere med.*	−2 °C	−5 °C	−4 °C	−4 °C
		Absolută	8 °C	23 °C	28 °C	23 °C
Amplitudine termică			7 °C	8 °C	10 °C	8 °C
Precipitaţii			Moderate cantitativ, exclusiv sub formă de ninsoare	Precipitaţii însemnate cantitativ	Precipitaţii însemnate cantitativ, depăşind frecvent 30 l/mp	Precipitaţii însemnate cantitativ
Fenomene meteorologice specifice			Cel mai frecvent ninsoare, averse de ninsoare, mai rar transport de zapadă şi ceaţă	Ploaie, frecvent sub formă de averse, dar de asemenea frecvent lapoviţă şi ninsoare	Precipitaţii sub formă de averse, însoţite de oraj, posibilitate ridicată de producere a grindinei	Ploaie, frecvent sub formă de aversă, mai rar lapoviţă şi ninsoare
Persistenţă			6 zile (1983)	5 zile (1997, 2003)	7 zile (1981, 1997)	5 zile (1982, 1984, 1999)
Frecvenţă			19.5%	15.1%	13%	15.6%

În luna iulie acest tip de circulaţie împiedică trecerea temperaturii maxime în timpul zilei peste pragul de 25 °C, iar în timpul nopţii minimele coboară sub 10 °C. Amplitudinile termice diurne sunt pe ansamblu reduse, cu excepţia lunii iulie când, pe fond radiativ, temperaturile cresc considerabil în timpul zilei în timp ce caracteristicile termice ale aerului polar se impun în timpul nopţii. Această evoluţie diurnă a temperaturii implică o amplitudine medie diurnă însemnată (10 °C).

Pe lângă anomaliile termice negative pe care le implică, circulaţia nordică se caracterizează şi prin posibilitatea producerii de cantităţi însemnate de precipitaţii mai ales în semestrul cald, în special sub formă de aversă, din fronturile atmosferice reci asociate ciclonilor atlantici ce se deplasează spre bazinul mediteranean.

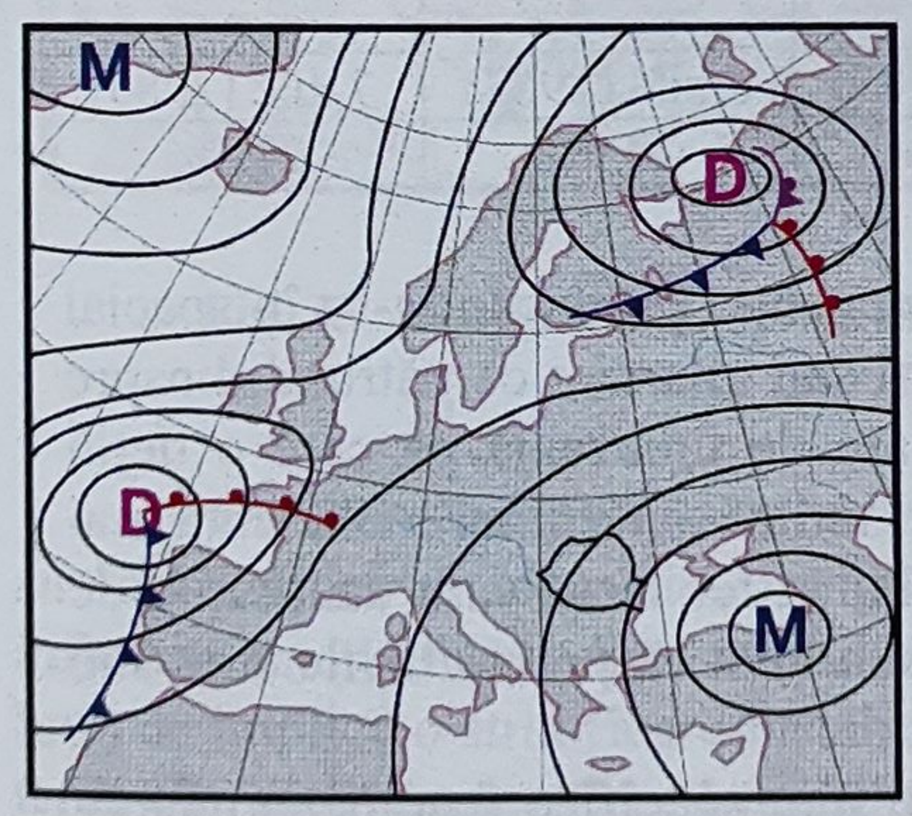
Asociat temperaturilor reduse, în intervalele cu circulaţie nordică din anotimpul rece, dar şi în cele de tranziţie, se produc fenomene specifice care îmbracă aspecte de risc climatic precum îngheţul şi bruma.

Circulaţia nordică deţine o frecvenţă ridicată în anotimul rece, când oscilează în jurul valorii de 20%, în timp ce vara frecvenţa sa este sub 15% în toate lunile. Frecvenţa lunară cea mai ridicată este atinsă în februarie (24%), iar cea mai redusă în luna mai (11%).

În clasificarea tipurilor barice realizată de Topor (1962) circulaţia nordică reuneşte tipurile I, V şi VI, care presupun advecţia maselor de aer pe componentă nordică peste ţara noastră. Important de precizat este că frecvenţa anuală însumată este de 46,2%, însă această valoare cuprinde în mod cert o accepţiune mai largă a circulaţiei nordice. În 1965, acelaşi autor estimează frecvenţa circulaţiei nordice la 30%.

Faţă de aceste valori, evaluările pentru perioada 1980-2005 indică o frecvenţă medie anuală de 16%, valoare ce rezumă numai situaţiile în care contextul baric favorabil circulaţiei nordice este asociat cu o advecţie rece în toată troposfera în regiunea studiată.

2.4. *Circulaţia sudică* reprezintă a doua componentă a circulaţiei meridiane, alături de circulaţia nordică. Dispunerea centrilor barici este inversă faţă de cazul circulaţiei nordice (fig. 34), România aflându-se în această situaţie în partea posterioară a unui anticiclon centrat în regiunea peninsulei Asia Mică sau chiar peste Marea Neagră. În această situaţie, peste ţara noastră se produce advecţia de aer din bazinul mediteranean sau chiar din nordul Africii. De asemenea, adevecţia de aer pe componentă sudică este foarte energică, atunci când formaţiunea anticiclonală menţionată este cuplată cu o depresiune centrată în nordul Italiei sau în nord-vestul Peninsulei Balcanice.



Circulaţia sudică:

– la sol, **sud-estul Europei** este dominat de un câmp atmosferic de **presiune ridicată centrat peste Asia Mică sau Marea Neagră**;

– România este situată fie în **sectorul posterior al anticiclonului**, fie la **contactul dintre acest anticiclon şi o depresiune ce înaintează dinspre vestul continentului** sau din zona Mării Mediterane;

– în altitudine undele Rossby sunt la fel de bine dezvoltate ca şi în cazul circulaţiei nordice;

– la nivelul suprafeţei de **500 hPa** izohipsele ce traversează România trec de asemenea printr-un spaţiu cuprins între **strâmtoarea Gibraltar şi insula Cipru;**

– frecvenţa medie anuală: 20,5%, frecvenţa maximă în noiembrie: 25,8%, frecvenţa minimă în ianuarie: 14,3%.

Fig. 34. *Trăsăturile sinoptice ale circulaţiei sudice (Sfică, 2007) şi criteriile de identificare*

Anomaliile termice pozitive reprezintă trăsătura caracteristică a circulaţiei sudice, abaterile cele mai mari fiind înregistrate în anotimpul de iarnă (tab. 10). Cel mai expresiv indiciu este faptul că, în ianuarie, în astfel de condiţii sinoptice, în Culoarul Siretului, temperaturile minime diurne se menţin pozitive sau scad foarte puţin sub pragul de îngheţ. În acelaşi timp, temperaturile maxime diurne trec frecvent de pragul temperaturilor biologic active (10 °C), ceea reprezintă un factor de risc pentru culturile agricole. În aceste condiţii sinoptice, în anotimpurile de tranziţie, începând din luna martie şi până în luna noiembrie, se pot produce zilele de vară, temperaturile maxime absolute apropiindu-se în octombrie şi aprilie până spre 30 °C. În timpul verii se produc frecvent nopţi tropicale, iar maximele diurne din luna iulie ajung la pragul superior al ecartului de variaţie a temperaturii în Culoarul Siretului (38 °C).

Tabel 10. *Tabel sinoptic al unor elemente şi fenomene meteorologice în* ***cazul circulaţiei sudice*** *pe baza datelor de la staţia meteorologică Bacău*

Sudică			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	6 °C	2 °C	2 °C	4 °C
		Absolută	−3 °C	0 °C	13 °C	1 °C
	Max	*Abatere med.*	5 °C	3 °C	4 °C	6 °C
		Absolută	18 °C	28 °C	38 °C	30 °C
Amplitudine termică			6 °C	13 °C	14 °C	12 °C
Precipitaţii			Slabe cantitativ	Slabe cantitativ	Frecvente şi adesea însemnate cantitativ	Slabe cantitativ
Fenomene meteorologice specifice			Ceaţă, lapoviţă, ploaie, polei	Ceaţă, ploaie	Oraje, ploaie, averse, posibil grindină	Ceaţă, mai rar precipitaţii chiar sub formă de aversă
Persistenţă			8 zile (1994)	6 zile (1989)	6 zile (1987)	7 zile (1980)
Frecvenţă			14.3%	24.4%	20.9%	21.7%

Precipitaţiile atmosferice sunt puţin frecvente, producându-se în special din fronturile calde ale ciclonilor mediteraneeni sau atlantici ce pătrund dinspre sud-vest sau vest. În acelaşi timp, rezerva mare de umezeală pe care o deţin masele de aer tropical transportate pe circulaţie sudică determină o eficienţă mai ridicată a mişcărilor convective în sezonul cald, astfel încât vara cantităţile de precipitaţii sunt ceva mai însemnate. Trebuie subliniat că precipitaţiile sunt sub formă lichidă, chiar şi în lunile de iarnă.

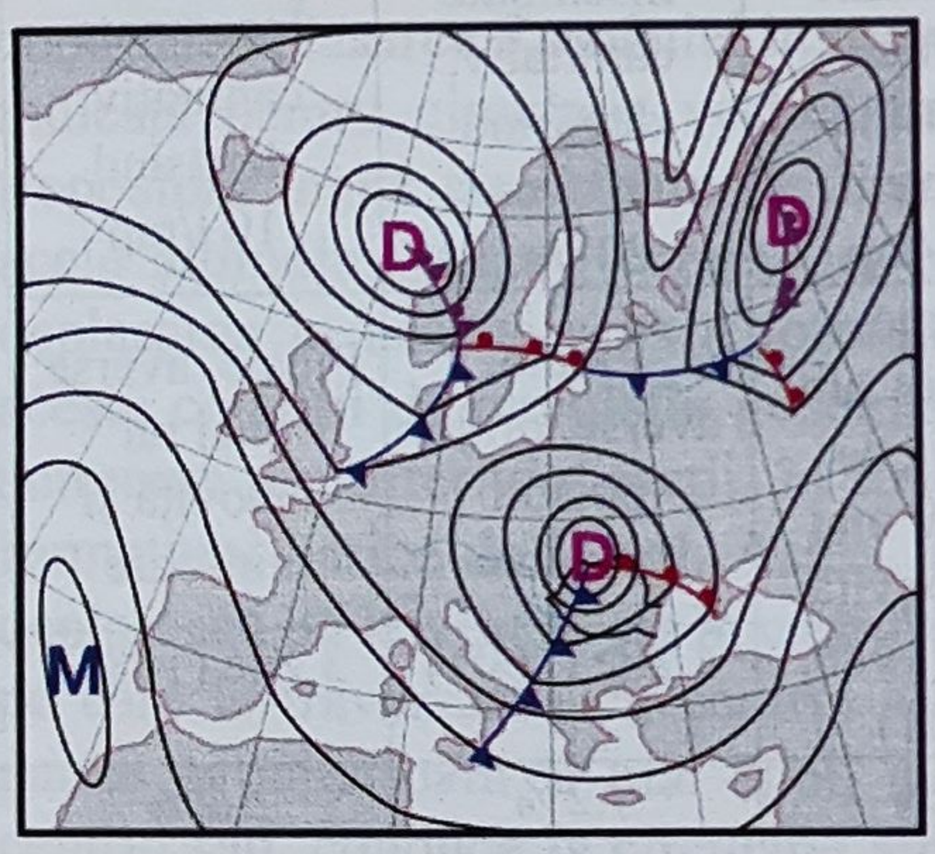
În anotimpul rece şi în cele de tranziţie sunt specifice fenomene meteorologice caracteristice precum ceaţa, foarte frecventă în astfel de condiţii, dar şi

poleiul în fazele iniţiale ale intervalelor sinoptice cu o astfel de circulaţie atmosferică.

Persistenţa maximă este similară circulaţiei nordice, dar frecvenţa este mai ridicată, depăşind 20% în toate lunile anului, mai puţin în timpul iernii, când aceasta scade la sub 15%.

După N. Topor, circulaţia sudică, aşa cum am prezentat-o mai sus reuneşte tipurile barice II şi IV, însumând o frecvenţă medie anuală de 27,13%, în timp ce în 1965 indică o frecvenţă medie anuală a circulaţiei sudice de numai 15%. Evaluarea realizată în această lucrare indică o frecvenţă medie de 20,5%, aşadar intermediară valorilor indicate mai sus.

3. **Regimul baric ciclonal** a fost definit în analiza noastră prin situarea peste teritoriul ţării noastre a unui nucleu ciclonal (fig. 35). Această situaţie implică o instabilitate ridicată, teritoriul ţării fiind traversat de întreg sistemul frontal al ciclonilor care traversează cu centrul lor teritoriul României. Trebuie să menţionăm că ciclonii care pot determina această situaţie pot fi atât de origine atlantică, cu traiectorie vest-est, cât şi de origine mediteraneană, celor din urmă aparţinându-le şi ciclonii regeneraţi peste Marea Neagră.



Regim baric ciclonal:
– pe hărţile barice de la sol, România se află sub influenţa directă a unui **câmp atmosferic depresionar ce evoluează de la vest la est** peste sud-estul Europei;
– aceste depresiuni traversează cu **centrul lor teritoriul României noastre şi implicit cu sistemul frontal asociat;**
– pe hărţile de altitudine, peste România sunt identificate nuclee de presiune atmosferică redusă (aşa-numite cut-off lows), izolate din vortexul specific troposferei medii şi înalte în regiunea polară;
– **frecvenţa medie anuală este de 8,1%,** frecvenţa minimă în **ianuarie şi decembrie cu câte 4,2%** iar frecvenţa maximă **13% în aprilie.**

Fig. 35. *Trăsăturile sinoptice ale situaţiei barice ciclonale (Sfică, 2007) şi criteriile de identificare*

De asemenea, pe baza hărţilor barice de altitudine, în această categorie au fost incluse şi intervalele sinoptice (zilele) în care România s-a aflat sub influenţa unor invazii de aer rece în altitudine (cicloni de altitudine sau cut-off low) ce implică o stratificare instabilă a aerului şi, implicit, dezvoltarea unor sisteme convective specifice. Instabilitatea este alimentată de aerul cald de la sol, abaterile pozitive de temperatură fiind caracteristice acestor situaţii. Astfel, chiar dacă pe hărţile barice de la sol nu este conturată o formaţiune ciclonală, cu sistemul frontal asociat, instabilitatea atmosferică este foarte ridicată şi cantităţile de

precipitaţii înregistrate în astfel de intervale sunt foarte mari. Din cele prezentate mai sus, rezultă că trăsătura de bază a situaţiilor ciclonale este dată de instabilitatea atmosferică, frontală sau convectivă, ce determină producerea de precipitaţii însemnate cantitativ în orice anotimp (tab. 11). Acestea sunt situaţiile care produc aportul principal de precipitaţii în cantitatea medie anuală.

În mod real, aceste intervale sinoptice reprezintă perioade de tranziţie în cadrul circulaţiei meridiane, aceasta deorece pătrunderea centrului unui ciclon pe teritoriul ţării noastre este asociată, în intervalul precedent, cu situarea României în sectorul anterior al ciclonului – aşadar circulaţie sudică – iar după trecerea centrului ciclonal, ţara noastră se află în sectorul posterior – aşadar circulaţie nordică.

Tabel 11. *Tabel sinoptic al elementelor meteorologice principale în* ***cazul regimului sinoptic ciclonal*** *pe baza datelor de la staţia meteorologică Bacău*

Ciclonic			*Ianuarie*	*Aprilie*	*Iulie*	*Octombrie*
Temp.	*Min*	*Abatere med.*	5 °C	1 °C	0 °C	5 °C
		Absolută	–9 °C	–1 °C	12 °C	3 °C
	Max	*Abatere med.*	1 °C	+2 °C	0 °C	2 °C
		Absolută	9 °C	26 °C	34 °C	30 °C
Amplitudine termică			3 °C	8 °C	12 °C	7 °C
Precipitaţii			Însemnate cantitativ, depăşind 10 l/mp	Însemnate cantitativ, depăşind frecvent 10 l/mp	Însemnate cantitativ, depăşind frecvent 20 l/mp	Însemnate cantitativ, depăşind 10 l/mp
Fenomene meteorologice specifice			Ninsoare, dar şi lapoviţă şi polei	Ploaie, inclusiv sub formă de aversă, mai rar lapoviţă	Ploaie, averse, oraje, posibil grindina	Ploaie, averse, mai rar lapoviţă şi ninsoare
Persistenţă			3 zile (2003)	4 zile (1980, 2001)	4 zile (2001)	3 zile (1981)
Frecvenţă			4.2%	13%	9.2%	5.2%

O trăsătură de bază este dată şi de persistenţa redusă, în general aceste intervale durând 1-2 zile şi doar în cazuri excepţionale, de blocaj al sistemelor ciclonale peste sud-estul Europei, persistenţa poate să crească până la 3-4 zile. De asemenea, frecvenţa medie lunară a acestei situaţii sinoptice este cea mai redusă, situându-se sub pragul de 10% în intervalul iulie-martie, în lunile de iarnă coborând chiar sub 5%. În intervalul aprilie-iunie frecvenţa lunară depăşeşte pragul de 10%, situându-se la maxim 12-13% în lunile mai şi iunie. Interesant este că în această perioadă se produce maximul pluviometric anual, iar această perioadă era definită de către Otetelişanu ca perioaă în care se resimte peste Europa o circulaţie musonică.

Discuţii asupra rezultatelor. Una din ideile de bază ce rezultă din clasificarea pe care am realizat-o este că frecvenţa circulaţiei vestice este mult mai redusă faţă de valorile indicate în literatura românească de specialitate. Ţinând cont că această clasificare se bazează pe o metodă subiectivă de analiză a hărţilor sinoptice la sol (Lamb, 1950) nu putem înainta o valoare exactă a circulaţiei vestice la nivelul părţii de nord-est a Moldovei. Totuşi, din analiza prezentată mai sus, susţinem că circulaţia vestică are o frecvenţă medie anuală cuprinsă între *20-23%* pentru *partea de nord-est a României.* Această valoare se integrează mai bine între valorile frecvenţei circulaţiei vestice pentru alte regiuni ale Europei. Astfel, pentru Europa Centrală, clasificările tipurilor de circulaţie indică pentru circulaţia vestică o *frecvenţă medie anuală de sub 30%* (Hess & Brezowsky, 1999, 2005 şi Havlik, 1990 după Lauer & Bendix, 2006). În clasificările realizate în Germania şi Marea Britanie componenta vestică a circulaţiei se regăseşte în mai multe tipuri de circulaţie. Astfel, în clasificarea Hess & Berzowsky, 2005 se regăsesc următoarele 6 tipuri de circulaţie pe componentă vestică: vestică-anticiclonală, vestică-ciclonală, sud-vestică-anticiclonală, sud-vestică-ciclonală, nord-vestică-ciclonală şi nord-vestică-anticiclonală. Cumulat, aceste tipuri ajung la o frecvenţă de până la 35% (Sfîcă, 2007).

Trebuie să menţionăm în acest sens că această frecvenţă redusă nu contrazice plasarea României în regiunea cu circulaţie vestică, ponderea de 45% indicată pentru circulaţia vestică în lucrările anterioare, fiind valabilă pentru troposfera înaltă cu referire la direcţia generală vest-est a curenţilor jet de la acele altitudini. Aceşti curenţi jet reprezintă principalul vector ce conduce la deplasarea în acelaşi sens a formaţiunilor barice ciclonale şi anticiclonale. În aceste condiţii de circulaţie generală, la suprafaţa terestră masele de aer pot fi antrenate din diferite direcţii, în funcţie de poziţia faţă de centrul respectivelor formaţiuni barice de la sol. Astfel, un anticiclon de invazie de exemplu, ce se deplasează de la vest la est în cadrul continentului, va determina pentru regiunile pe care le traversează cu centrul său, în prima fază circulaţie dinspre nord în partea sa anterioară şi mai apoi, în aceeaşi regiune, după ce a traversat-o cu centrul său, conduce la circulaţie atmosferică dinspre sud. Din contră, o formaţiune barică ciclonală atlantică sau mediteraneană cu aceeaşi direcţie vest-est va determina în primă fază circulaţie dinspre sud în partea anterioară a sa, pentru ca în sectorul posterior să determine circulaţie dinspre nord (Sfîcă, 2007).

O altă trăsătură pe care o subliniem în urma clasificării pe care am prezentat-o mai sus este că *cea mai frecventă situaţie sinoptică este cea anticiclonală*, care atinge o *frecvenţă anuală de 25%,* cu un maxim în luna august – 35% şi un minim în aprilie – 20% (Sfîcă, 2007). În clasificarea Hess şi Berzowsky, 2005 situaţiile anticiclonale cumulează 17% din întregul an. Ţinând cont de diferenţele metodologice faţă de clasificarea menţionată, aceste valori sunt apropiate. Această frecvenţă ridicată este susţinută şi de rezultatele altor studii de meteorologie sinoptică ce indică o frecvenţă de aproape 30% a prezenţei formaţiunilor

anticiclonale la nivelul ţării noastre (Stoica, 1962, Stăncescu *et al.*, 1986), contrazicând unele estimări conform cărora regiunea României nu este traversată de părţile centrale ale formaţiunilor barice ciclonale sau anticiclonale (Urban *et al.*, 2002).

În sprijinul acestei frecvenţe ridicate a situaţiilor anticiclonice vin alte două caracteristici ale distribuţiei valorilor elementelor climatice în Europa şi sud-estul Europei:

– România se află într-un *punct de maximă presiune atmosferică în lungul meridianului de 25° longitudine estică* (Bâzâc, 1983); chiar dacă nici un centru anticiclonal nu îşi are originea în arealul sinoptic al ţării noastre, toate formaţiunile barice anticiclonale mobile din spaţiul atlanto-european ajung să persiste pentru perioade considerabile de timp în această parte a Europei;

– *frecvenţa calmului atmosferic pentru staţiile meteorologice situate în troposfera joasă pe cuprinsul României variază în jurul valorii de 30% (pe baza observaţiilor de la giruetă);* calmul atmosferic reprezintă trăsătura sinoptică de bază a situaţiilor sinoptice anticiclonale, când pe fondul absenţei advecţiei, evoluţia elementelor meteorologice este condusă exclusiv de factori radiativi, doar la staţiile meteorologice de altitudine calmul atmosferic se reduce considerabil şi circulaţia vestică se impune net (Sfîcă, 2007).

Trebuie să subliniem, în acelaşi timp, că nu există o dependenţă strictă între componenta cardinală pe care se realizează circulaţia atmosferică şi caracterul termic al advecţiei maselor de aer (Sfîcă, 2007). Astfel, este bine cunoscută situaţia de circulaţie polară întoarsă, în cazul căreia aerul polar transportat peste Europa centrală în bazinul mediteranean este preluat de circulaţia pe componentă sudică (în sectorul anterior al ciclonilor mediteraneeni) şi ajunge pe teritoriul României ca masă de aer mai rece decât cea preexistentă. În mod similar, sunt cunoscute situaţiile de încălzire masivă, în toate anotimpurile, pe fondul unei circulaţii pe componentă vestică sau nord-vestică (Gugiuman & Petraş, 1963, Limbăşeanu & Băluţ, 1978). Plecând de la această realitate, considerăm că terminologia actuală, ce asociază un anumit tip de circulaţie unui anumit caracter termic este de evitat (ex. circulaţia tropicală nu implică automat o încălzire a aerului doar pentru că se realizează pe o situaţie barică ce determină de cele mai multe ori advecţii ale maselor de aer cald, fiind mult mai indicată denumirea de circulaţie sudică).

Scoatem în evidenţă şi rolul configuraţiei barice în altitudine. Astfel, prin luarea în considerare *a hărţilor de geopotenţial la 500 hPa* au putut fi identificate situaţiile de *cut-off low ce au fost asociate regimului baric ciclonal.* Din acest motiv, frecvenţa regimului ciclonal depăşeşte 10%, în timp ce în clasificările germane şi engleze frecvenţa acestui regim variază între 5-7%. Aceste situaţii sunt responsabile pentru unele intervale cu precipitaţii excesive din anotimpul cald, fără a putea identifica pe hărţile sinoptice de la sol formaţiuni barice ciclonale, cel puţin în prima parte a acestor intervale (Sfîcă, 2007).

III.2.3.4. Formaţiuni barice mobile

Centrii barici de acţiune permanentă acţionează ca regiune sursă pentru formaţiuni barice mobile care determină caracteristicile vremii la nivelul întregului continent. Formaţiunile barice mobile se regăsesc sub forma ciclonilor şi anticiclonilor mobili. Sub influenţa vânturilor de vest aceste formaţiuni se deplasează în linii generale de la vest la est, aşa cum am subliniat şi anterior, dar traiectoria acestora este mult mai variată, consituind un subiect predilect de analiză în domeniul climatologiei dinamice.

Formaţiunile barice ciclonale au două regiuni principale de origine pentru teritoriul european, respectiv regiunea Islandei şi cea a bazinului mediteranean.

Ciclonii atlantici iau naştere pe frontul polar, dezvoltându-se de multe ori în familii care evoluează pe traiectoria clasică sud-vest-nord-est în Europa, traiectorie descrisă de Bjerknes şi Solberg în momentul enunţării teoriei ondulatorii a formării ciclonilor extratropicali. Anual, evoluează în regiunea Europei zeci de familii de cicloni atlantici, fiecare familie cuprinzând 5-6 cicloni, despărţite prin anticicloni de invazie care se instalează pe perioade de câteva zile între seriile succesive de familii de cicloni atlantici (Apostol, 2000).

Conform traiectoriilor stabilite de ***Van Bebber*** (fig. 36) cea mai importantă traiectorie ciclonală este Vc, care reuneşte ciclonii care traversează sudul României de la vest la est, la care se adugă traiectoria Vb cu traiectorie peste Câmpia Panonică.

Conform schiţelor traiectoriilor ciclonale trasate după ***O.G. Kriceak şi A.S. Zverev*** (fig. 37) cea mai mare contribuţie la crearea regimului anual al precipitaţiilor pe teritoriul României îl au traiectoriile ciclonale I, V şi VI, VII, IX. Ciclonii care evoluează spre pe traiectoria I, dinspre Marea Nordului spre estul continentului, determină precipitaţii apreciabile, iar cele de pe traiectoria V asigură precipitaţii mai însemnate în perioada iulie-august.

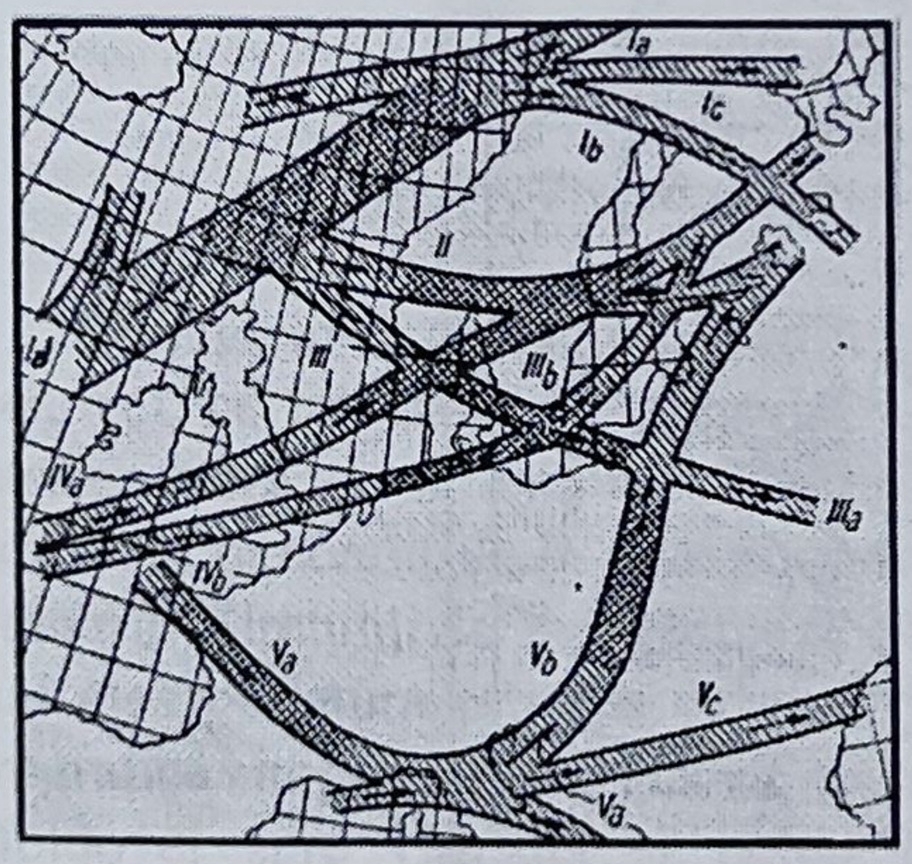


Fig. 36. *Traiectoriile ciclonice în Europa (Van Bebber)*

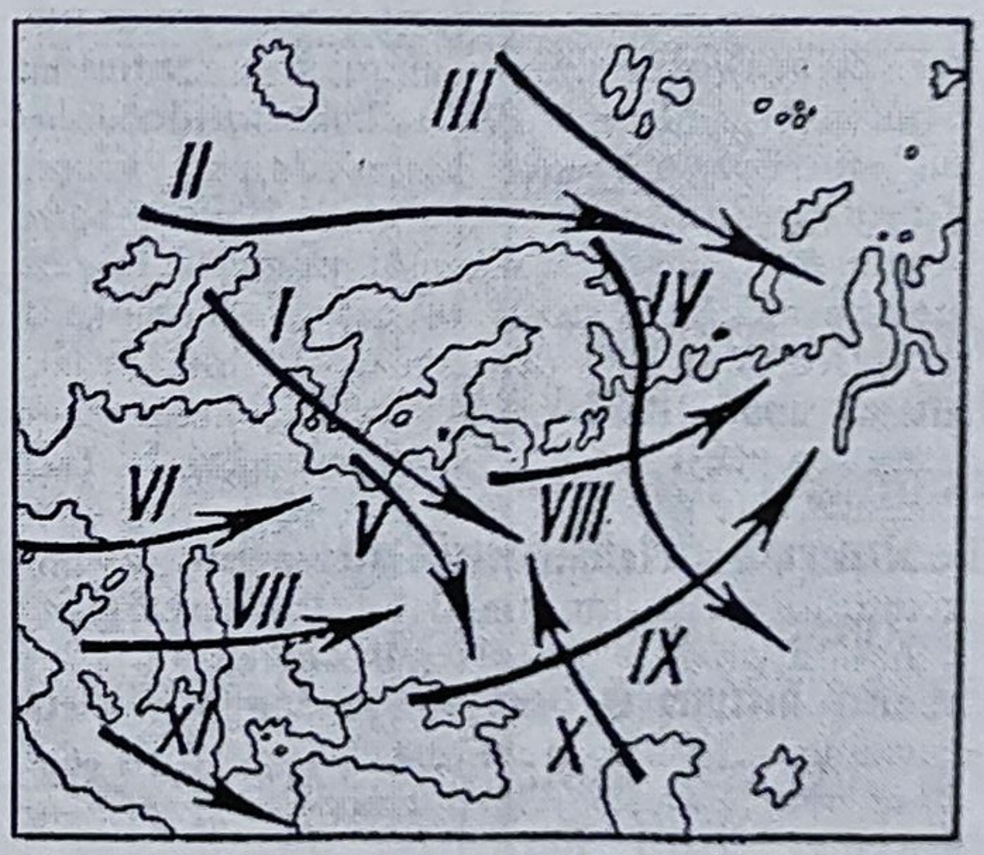


Fig. 37. *Traiectoriile ciclonilor în Europa (Kriceak şi Zverev)*

Ciclonii mediteraneeni au o regiune predilectă de formare în regiunea Golfului Genovei, unde, conform studiilor realizate de Trewarta, 1981 în 20 de ani au luat naştere 100 de formaţiuni barice care au evoluat pe diverse traiectorii în Europa. În mod normal, atunci când se formează depresiuni sau acestea călătoresc prin Mediterana, această situaţie este asociată cu un câmp de presiune ridicată peste Europa Centrală şi de Vest. Ciclogeneza în Mediterana este potenţată de pătrunderea unei formaţiuni frontale în această regiune, efectul de adăpost ce ia naştere la adăpostul Alpilor, precum şi instabilitatea maselor de aer. Traiectoriile pe care evoluează aceşti cicloni în Europa sunt foarte variate, dar din studiile realizate până la acest moment foarte multe dintre acestea implică şi conturarea caracteristicilor vremii pentru anumite perioade de timp la nivelul ţării noastre. Şorodoc (1962 – fig. 38) indică următorele traicetorii importante pentru ţara noastră:

– traiectoria 1, dinspre Golful Genova spre nordul Adriaticii şi prin Panonia spre ţările baltice. Aceştia determină precipitaţii mai ales în partea de vest a ţării, dar în cazul abaterilor de la traiectoria 1 pe aliniamentul Siretului se produc cele mai intense căderi de precipitaţii din exteriorul arcului carpatic (E. Ion-Bordei & Limbăşeanu, 1976);

– traiectoria 2a, este singura ce presupune o traversare a României de către centrele acestor formaţiuni barice. Aceşti cicloni traversează România pe la exteriorul arcului carpatic, adică şi prin Culoarul Siretului, acolo unde determină cantităţi însemnate de precipitaţii (20-25 mm);

– traiectoria 2b, cu traiectoria din Marea Ionică, peste Peninsula Balcanică, Marea Marmara, până în estul Mării Negre;

– tipul 4 presupune mai multe subtipuri de traiectorie care nu afectează foarte mult teritoriul ţării noastre.

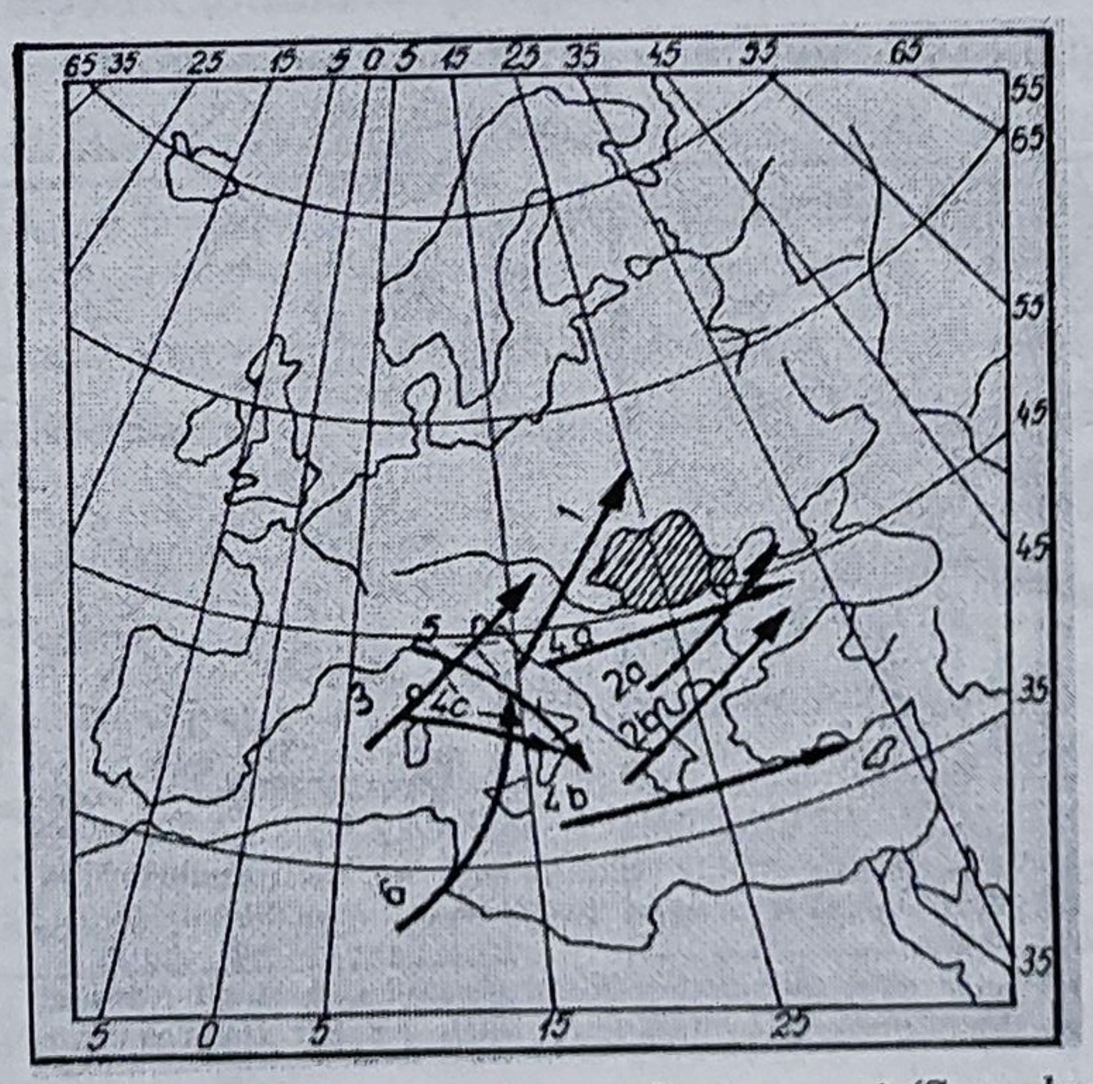


Fig. 38. *Traiectoriile ciclonilor mediteraneeni (Şorodoc, 1962)*

Ciclonii retrograzi reprezintă formaţiuni barice care se abat de la traiectoria generală vest-est impusă traiectoriei formaţiunilor barice mobile, sub influenţa Vânturilor de Vest la nivelul zonei temperate. Pentru dobândirea statutului de ciclon retrograd, în traiectoria unui ciclon tebuie să intervină o abatere spre vest, situaţie mai frecvent întâlnită în cazul ciclonilor mediteraneeni (Exne, Palmen, Bjerknes, Mildner, Weickman, citaţi de E. Ion-Bordei, 1983).

Margareta Struţu *et al.*, 1971, 1974 stabilesc trei grupe de cicloni retrograzi ce influenţează vremea în anumite condiţii sinoptice în sectorul extracarpatic (fig. 39), inclusiv în regiunea aferentă Culoarului Siretului:

– cicloni formaţi la nord de Caspica (50%) cu o singură perioadă de rotaţie, pătrunzând pe teritoriul României dinspre nord-vest după ce au traversat Ucraina de la est la vest. Determină precipitaţii apreciabile cantitativ (40-60 mm) în special în nordul ţării, inclusiv în Culoarul Siretului, evoluează pe parcursul a două trei zile şi oclud în Marea Neagră;

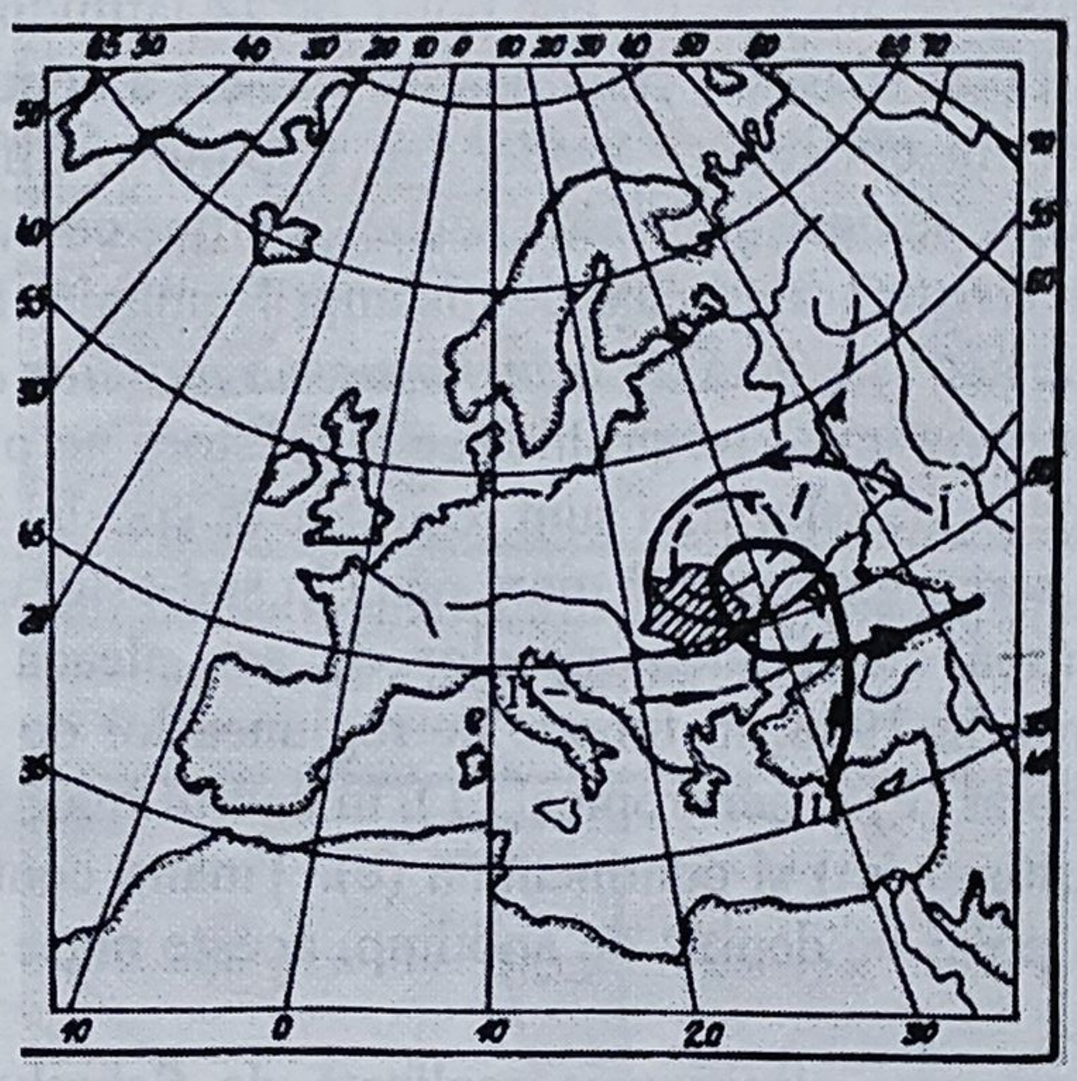


Fig. 39. *Traiectoria ciclonilor retrograzi (Struţu, 1972)*

– ciclonii de origine mediteraneană (37%), formaţi în regiunea Golfului Genovei, ce traversează Peninsula Balcanică, ajung în vestul Mării Negre unde retrogradează şi se îndreaptă spre Moldova, generând precipitaţii însemnate cantitativ în condiţiile în care nu pot să depăşească barajul orografic carpatic. În Culoarul Siretului se înregistrează precipitaţii deosebit de însemnate cantitativ mai ales pe latura estică a culmilor subcarpatice, ce constituie o primă piedică orografică importantă în calea acestor cicloni. Aceşti cicloni ies din aria Moldovei spre Ucraina şi oclud într-o arie largă cuprinsă între regiunea Moscovei şi Marea Baltică;

– ciclonii retrograzi formaţi în Asia Mică (13%) afectează mai mult sudul Moldovei, Oltenia, Muntenia şi Dobrogea, resimţindu-se doar în compartimentul sudic al Culoarului Siretului la sud de Răcăciuni. Neputând traversa spre vest curbura carpatică aceşti cicloni se îndreaptă spre Marea Neagră unde oclud.

Cea mai mare importanţă o deţine faptul că aceste formaţiuni barice, în evoluţia lor retrogradă, traversează şi teritoriul României, în special regiunea extra-carpatică. Cantităţi mari de precipitaţii sunt acumulate pe seama acestor cicloni şi în Culoarul Siretului, uneori cu consecinţe catastrofale, aşa cum s-a întâmplat în august 1991 (Podani & Zăvoianu, 1992).

III.2.3.5. Caracteristicile maselor de aer

Poziţia latitudinală a României atrage o frecvenţă mare a maselor de aer polar, de diferite origini, care potrivit estimărilor generale reprezintă aproape 2/3 din totalul cazurilor. Sub aspect macrosinoptic, ţara noastră este traversată în anotimpurile de tranziţie de frontul polar ce delimitează masele de aer tropical de la latitudini reduse de masele de aer polar de la latitudini ridicate. Această migrare a frontului polar plasează regiunea de sud-est a continentului, succesiv, în aerul tropical sau în cel polar. Aşadar, se impune o diferenţiere clară într masele de aer specifice semestrului cald şi cele specifice celui rece.

O altă caracteristică implicată de distanţa României faţă de regiunile de origine a maselor de aer este dată *de transformarea maselor de aer*, resimţită ca o modificare a caracteristicilor termo-hidrice a acestora pe plan orizontal dar şi pe plan vertical. Aceste transformări sunt resimţite în special în masele de aer de origine polară care parcurg o distanţă mare până în sud-estul continentului.

Pentru Europa clasificarea maselor de aer pleacă de la clasificarea realizată de Bergeron în 1928, în funcţie de regiunea lor de origine în mase de aer arctic (A), aer polar (P) şi aer tropical (T), în cadrul fiecărui tip fiind diferenţiate variantele maritimă (m) şi continentală (c). Ţinând cont de caracteristicile termice ale aerului polar ce depind de anotimp, aceste mase de aer pot fi calde (w) sau reci (k).

Mai detaliată este clasificarea realizată de Scherhag în 1948 pentru Europa Centrală, care ia în considerare atât regiunea de origine a maselor de aer, cât şi traseul pe care acestea îl urmează spre interiorul continentului. Acesta ia în considerare două mari mase de aer – mase de aer tropical (T) şi polar (P) – în interiorul cărora sunt delimitate variantele maritim (m) şi continental (c). De asemenea, este indicată şi regiunea de origine (S-Sahara, A-Arctica).

Aerul polar maritim *(mP, mPT, mPA)* (fig. 40, fig. 41) se caracterizează prin temperaturi în general reduse, umezeală şi instabilitate ridicate ele deţinând la nivelul ţării noastre o frecvenţă estimată la 30-35% (Bogdan, 1980). Aceste mase de aer sunt transportate în regiunea României pe mai multe traiectorii:

– în condiţii de *circulaţie vestică*, din regiunea centrală a Atlanticului de Nord, în sectorul posterior al ciclonilor mobili de origine islandeză ce

traversează Europa pe traiectorie VNV-ESE, din regiunea Arhipelagului Britanic spre stepele ponto-caspice. În aceste condiţii în Culoarul Siretului masele de aer se instalează după ce au traversat Carpaţii sau prin scurgere în lungul Culoarului de la nord la sud. Provenind din regiunea centrală a Atlanticului caracteristicile termice ale acestuia depind de anotimp. Astfel, toamna aceste mase de aer determină abateri pozitive de temperatură la nivelul continentului în timp ce primăvara determină, în mod complementar, abateri negative de temperatură;

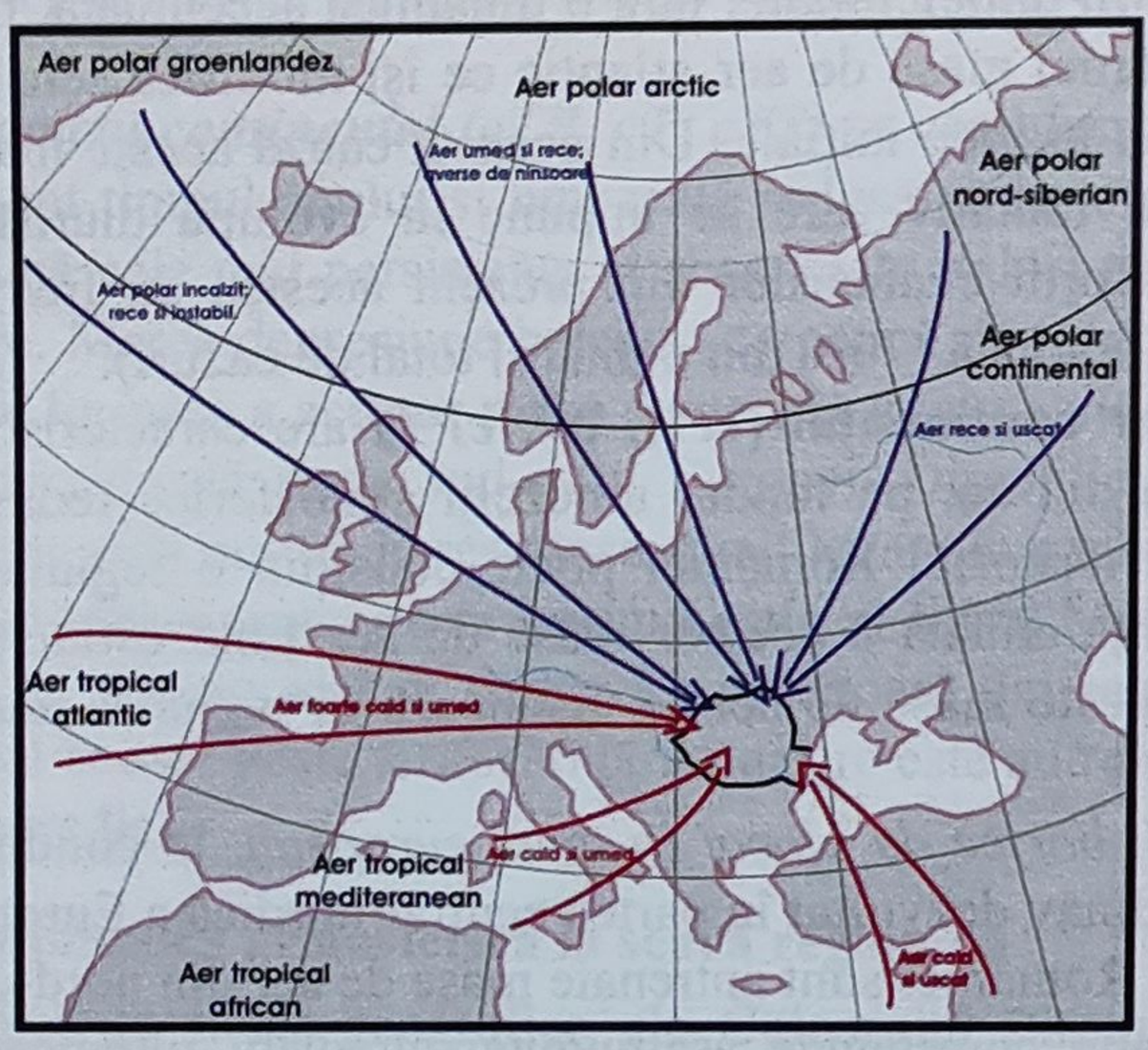


Fig. 40. *Masele de aer la nivelul României în anotimpul de iarnă (prelucrare după Kuttler, 2009)*

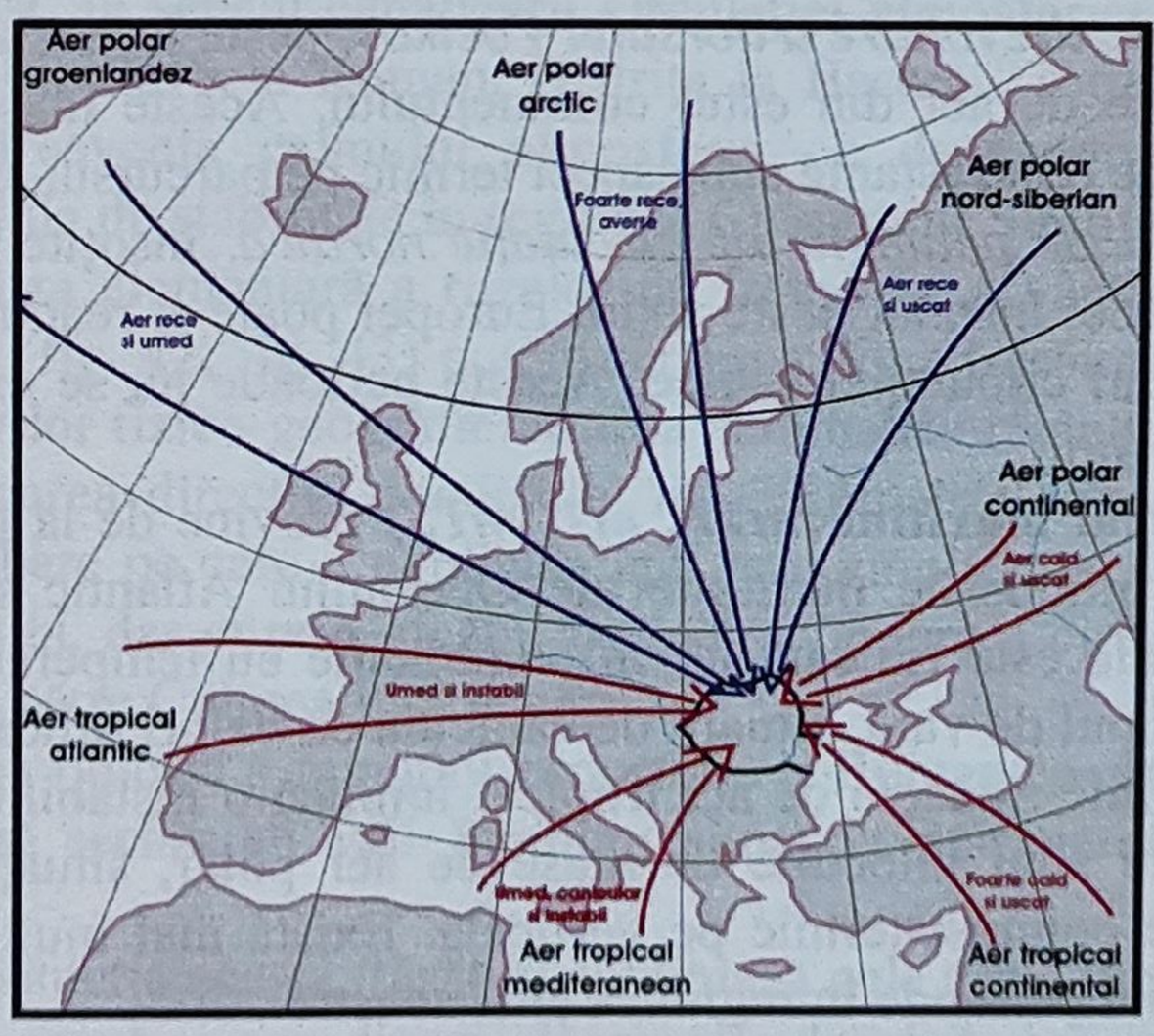


Fig. 41. *Masele de aer la nivelul României în anotimpul de vară (prelucrare după Kuttler, 2009)*

– în condiţii de *circulaţie nordică*, din regiunea cuprinsă între Groenlanda şi pensinsula Scandinavă, în sectorul posterior al unor cicloni mobili descendenţi din mările arctice spre sud-estul Europei. Pătrunderea acestor mase de aer este susţinută şi de extinderea spe nord a dorsalei anticiclonului azoric. Culoarul Siretului contribuie la canalizarea advecţiei acestor mase de aer, în drumul lor spre bazinul superior al Dunării. Aceste mase de aer atrag pe tot timpul anului răciri ale vremii şi o instabilitate ridicată prin încălzirea lor la bază pe parcursul pătrunderii spre latitudini sudice;

– în *condiţii anticiclonale*, fără o dinamică accentuată, pot să pătrundă spre regiunea României mase de aer atlantic ce îşi modifică sensibil, în drumul lor, trăsăturile termo-hidrice iniţiale. Din această cauză aceste mase de aer sunt marcate de regimul radiativ care se impune în evoluţia diurnă a elemetelor meteorologice. Conform evaluărilor din prezent acestea au frecvenţa cea mai ridicată în regiunea studiată (70% din numărul total de cazuri).

Aerul polar continental (*cPA, cP, cPT*) are caracteristici termice ce depind de perioada din an, pe fondul umezelii atmosferice reduse. Trebuie să precizăm că însuşi teritoriul României poate constitui o regiune sursă pentru aerul polar, frecvenţa anuală a acestor mase de aer fiind estimată la cca 30% (Bogdan, 1980). Aceste mase de aer se instalează în regiunea analizată pe mai multe căi:

– în *situaţii barice de blocaj la nivel european*, în condiţiile existenţei anticiclonului scandinav dezvoltat în partea central-nordică a Europei, condiţii în care peste teritoriul României sunt antrenate mase de aer din nord-estul continentului. Această situaţie corespunde aşa-numitei circulaţii ultrapolare (Beşleagă, 1973). Culoarul Siretului este expus faţă de aceste mase de aer care pătrund spre latitudini mai reduse pe la periferia estică a lanţului carpatic;

– în situaţii de *dezvoltare a dorsalei Voeikov,* peste teritoriul ţării noastre sunt transpotate mase de aer din estul continentului. Aceste mase de aer sunt uscate dar deosebit de contrastante sub aspect termic pe parcursul anului;

– *după perioade pelungite de circulaţie nordică,* însoţite de invazie de aer rece, acest aer rece, instalat peste sudul Europei poate fi readus pe teritoriul ţării noastre pe fondul circulaţiei sudice. Aceste perioade nu se extind pe perioade foarte lungi de timp.

Aerul tropical maritim *(mTP, mT, mTS)* provine de la latitudini subtropicale, de peste întinderile maritime ale Oceanului Atlantic sau ale Mării Mediterane. Umezeala este ridicată iar în combinaţie cu temperaturile ridicate determină, în anotimpul de vară, situaţii de caniculă cu valori ridicate ale indicelui de disconfort termic. Masele de aer tropical implică o instabilitate puternică în momentul în care sunt înlocuite de mase de aer polar, situaţie în care se produce un puternic contrast termic pe verticală. Există mai multe căi pe care aceste mase de aer pot pătrunde în regiunea ţării noastre:

– în condiţii de *circulaţie vestică sau vestic-sud-vestică,* în care anticiclonul Azorelor este deplasat în regiunea Mării Mediterane, iar în sectorul lui superior este antrenat peste Europa sudică şi centrală aer cald din regiunea atlantică;

– *în sectorul anterior al ciclonilor mediteraneeni* care evoluează pe o traiectorie SV-NE în sud-estul României. În această situaţie, masele tropicale mediteraneene determină o vreme caniculară pe perioade de câteva zeci de ore până în momentul pătrunderii frontului rece al acestor cicloni peste teritoriul ţării noastre.

Aerul tropical continental (cTP, cT, cTS) se caracterizează prin temperaturi ridicate în tot timpul anului şi umezeală redusă. Aceste mase de aer sunt cele care determină cele mai persistente şi accentuate valuri de căldură pe teritoriul ţării noastre. Marea depresiune balcano-carpatică poate constitui în timpul verii o regiune de formare a acestor mase de aer, în momentele persistenţei unui câmp de presiune ridicată peste sud-estul Europei. Direcţiile de pătrundere a acestor mase de aer sunt destul de restrânse, fiind legate în general de *extinderea unor depresiuni mediteraneene* peste bazinul estic al Mării Mediterane, ceea ce implică advecţii de aer tropical în partea lor anterioară din regiunea Orientului Apropiat. Situaţiile în care peste teritoriul ţării noastre este antrenat aer de origine sahariană sunt sporadice.

III.3.3. Dinamica atmosferică la scară regională

Caracteristicile fizico-geografice ale Culoarului Siretului determină o canalizare a maselor de aer preponderent pe ***direcţia nord-sud***, însă la cele trei staţii meteorologice rozele vântului pun în evidenţă şi o pondere ridicată a direcţiei nord-vest, în sensul canalizării circulaţiei atmosferice locale în lungul văilor afluente (Moldova la Roman, Bistriţa la Bacău, Trotuş la Adjud). Este remarcabilă şi frecvenţa calmului atmosferic ce depăşeşte 30%, valori ce subliniază condiţiile de stabilitate în regiunea Culoarului Siretului.

Din analiza elementară a rozelor de frecvenţă a vântului pe direcţii la Adjud şi Roman (fig. 42, fig. 43) putem remarca două trăsături care marchează importanţa factorilor fizico-geografici asupra parametrilor vântului:

– schimbarea direcţiei dominante între Roman şi Adjud de la nord la nord-vest, schimbare pe care o explicăm atât prin amplasarea staţiei Adjud faţă de valea Trotuşului, dar şi prin efectul de redirecţionare a circulaţiei nordice la sud de Bacău, de către Culmea Pietricica;

– valoarea ridicată a calmului atmosferic la Roman ca urmare a caracterului depresionar al sectorului văii Siretului situat în apropierea confluenţei cu Moldova.

În mod sintetic aceste trăsături subliniază cele două sensuri majore prin care relieful acţionează asupra dinamicii maselor de aer la contactul cu suprafaţa terestră.

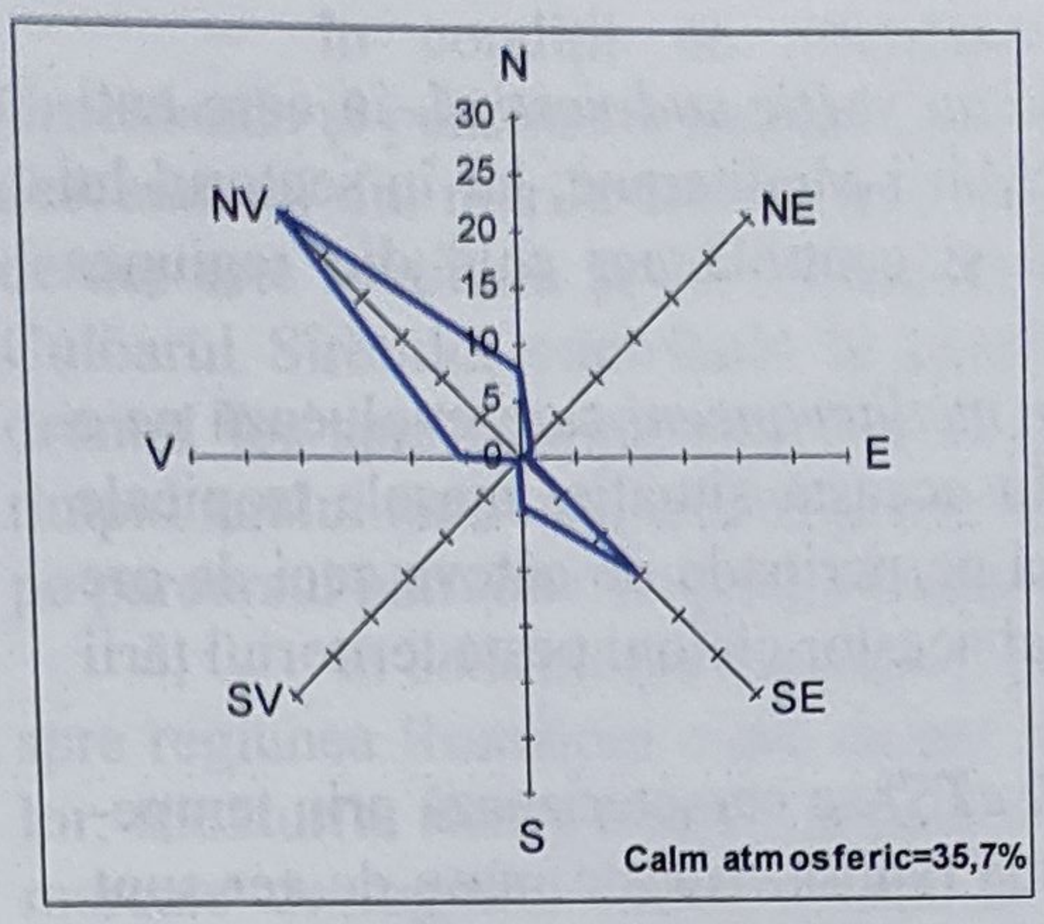


Fig. 42. *Roza frecvenţei vântului pe direcţii la Adjud (1970-2002)*

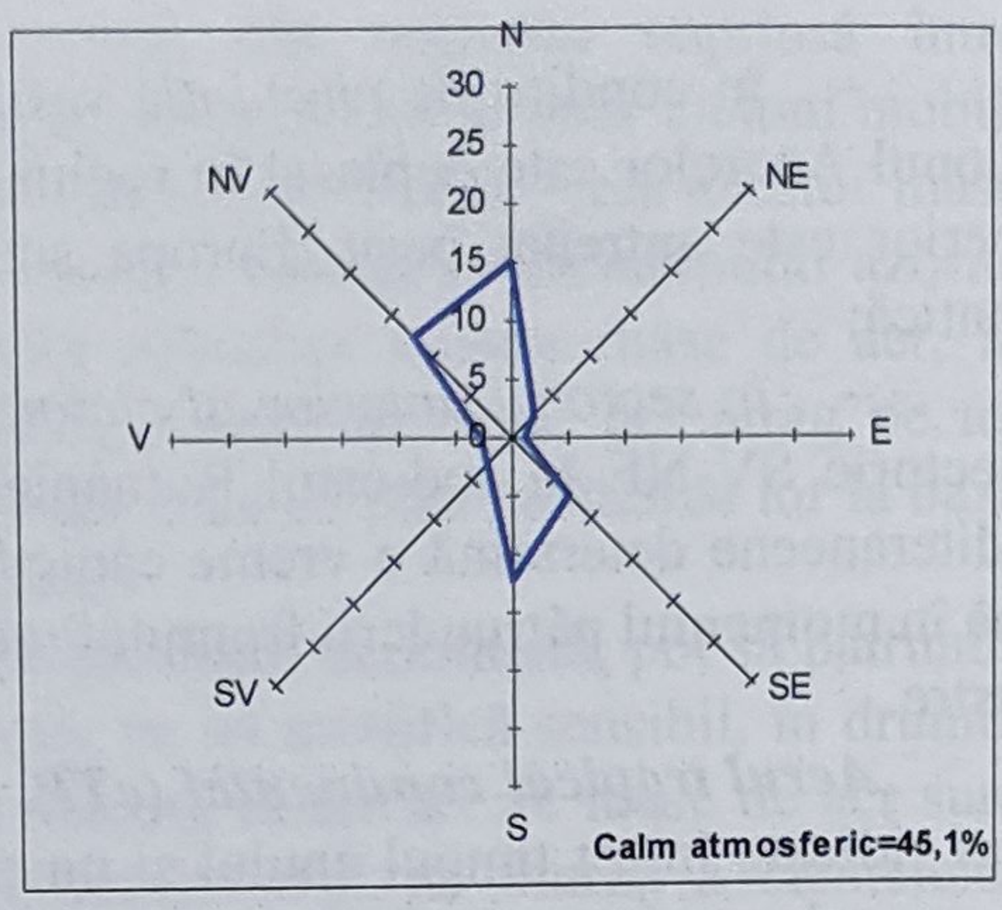


Fig. 43. *Roza frecvenţei vântului pe direcţii la Roman (1970-2002)*

Factorii dinamici – concluzii sectoriale. *Culoarul Siretului personalizează prin prisma caracteristicilor sale fizico-geografice trăsăturile generale ale circulaţiei atmosferice. Astfel, caracterul depresionar se impune printr-o potenţare a situaţiilor de stabilitate atmosferică. De altfel, este evident că pentru ca relieful să-şi exercite rolul său de accentuare a stratificării termice, trebuie să existe premisa dinamică pentru acest lucru, premisă ce este din plin satisfăcută prin frecvenţa medie anuală foarte ridicată a condiţiilor sinoptice anticiclonale. Frecvenţa medie anuală a calmului atmosferic în cadrul regiunii – cca 40% – ce o depăşeşte pe cea a situaţiilor anticiclonale – cca 25% – pune în evidenţă, în opinia noastră, că prin menţionatele caracteristici depresionare, Culoarul Siretului are capacitatea să anuleze vitezele mici ale vântului.*

De asemenea, forma sa alungită pe direcţia nord-sud determină o canalizare a mişcării maselor de aer în situaţii advective, în special în condiţii de circulaţie nordică, dar şi în cele de circulaţie sudică. Tocmai acest proces de canalizare face ca să nu existe practic nici o concordanţă între condiţiile dinamice la nivel sinoptic şi roza frecvenţei vântului pe direcţii.

O altă caracteristică de ordin dinamic rezidă în poziţia geografică a Culoarului Siretului la est de Carpaţii Orientali, pe trasee predilecte ale ciclonilor mediteraneeni şi retrograzi, precum şi sub incidenţa ridicată a maselor de aer de origine continentală.

Capitolul IV

ANALIZA ELEMENTELOR ŞI FENOMENELOR CLIMATICE

IV.1. Temperatura solului

Cunoaşterea caracteristicilor principale ale temperaturii solului prezintă importanţă sub două aspecte. În primul rând se poate vorbi de utilitatea practică, sub aspect agroclimatic, ce se referă la aspectele de favorabilitate sau de restricţionare pe care le impune temperatura solului asupra culturilor agricole. Deopotrivă, caracteristicile termice ale solului au un rol climatogenetic apreciabil, deoarece solul reprezintă suprafaţa activă care preia fluxul de radiaţie cu lungime mică de undă şi o transformă în radiaţie cu lungime mare de undă, cu efect caloric. Analizăm în continuare acele particularităţi ale temperaturii solului care au capacitatea de a influenţa sensibil celelalte componente ale sistemului climatic din Culoarul Siretului.

Aspecte metodologice. Pentru realizarea acestui studiu au fost folosite datele meteorologice de observaţie preluate din tabelele agrometeorologice TA-1 de la staţiile meteorologice din Culoarul Siretului, respectiv Adjud, Bacău şi Roman, preluate din arhiva ANM, pentru perioada 1989-2003. Sunt analizaţi principalii parametri ai regimului temperaturii solului: regimul anual, regimul diurn şi regimul orar, folosindu-se observaţiile de la suprafaţă, dar şi de la adâncimile de 5 cm, 10 cm, 20 cm şi 50 cm. Ca urmare a renunţării începând cu noiembrie 2001 la observaţiile asupra temperaturii solului în perioada rece (noiembrie-martie) la staţiile meteorologice Adjud şi Roman, la aceste două staţii, pentru unii parametri s-a folosit perioada 1989-2000 (Sfîcă, 2005).

Proprietăţile termice ale solului depind în mare măsură de cele pedologice, de aceea trebuie să precizăm că platformele agrometeorologice de la cele 3 staţii meteorologice sunt situate pe sistemul de terase foarte bine dezvoltate de pe dreapta Siretului sau pe terasele foarte extinse ce însoţesc zonele de confluenţă ale Siretului cu afluenţii săi principali (Moldova, Bistriţa şi Trotuşul). Pe acest sistem de terase, condiţiile pedologice, printre care regăsim şi temperatura, au contribuit la dezvoltarea molisolurilor, respectiv a cernoziomurilor. Potrivit regionării pedogeografice a văii Siretului dintre Bacău şi Adjud (Mară *et al.*, 1994) platforma staţiei meteorologice de la Bacău era amplasată pe cambisol, iar cea de la Adjud pe faeoziom.

Pentru a putea explica mai bine regimul termic al solului, atât la suprafaţă, cât şi în adâncime, prezentăm în continuare principalele caracteristici pedologice ale acestor soluri. Acestea prezintă un orizont superior A de tip molic, cu o grosime de 20-25 cm, cu o textură predominant nisipoasă: nisipul se află în proporţie mai mare de 35% din greutatea acestuia. De asemenea,

conţinutul în humus al acestui orizont este ridicat (peste 3,5%), ceea ce conduce la valori reduse ale albedoului pe aceste soluri şi implicit la o absorbţie puternică a radiaţiei solare. Căldura absorbită în acest fel, conduce la o încălzire rapidă datorită căldurii specifice foarte reduse pe care o are nisipul. Creşterea conţinutului de nisip odată cu adâncimea solului (atingând la 50 cm peste 40%) permite o propagare rapidă a temperaturii în profunzime (Sfîcă, 2005). Este cunoscut faptul că solurile închise la culoare, aşa cum sunt molisolurile din Culoarul Siretului, prezintă variaţii zilnice de temperatură mai accentuate, iar pierderea de căldură în cursul nopţii este mai puternică pe astfel de soluri (Baver, 1966).

Regimul termic anual al solului. Temperatura media anuală scade de la sud la nord şi se reduce pe măsura creşterii adâncimii în sol. Diferenţa de temperatură este mai mică de un grad la suprafaţă (11,7 °C la Adjud, 11,3 °C la Bacău şi 11,0 °C la Roman) şi se uniformizează în jurul valorii de 11,0 °C la 50 cm în toată regiunea (Sfîcă, 2005).

Temperaturile maxime la suparafaţa solului sunt atinse în luna iulie, având valori de peste 25 °C, mai ridicate în sud, la Adjud (26,3 °C) cu circa 1 °C faţă de sectorul nordic, la Roman (25,3 °C). În profunzime, temperaturile maxime se produc în luna iulie până la 20 cm, de unde valorile dintre lunile iulie şi august sunt foarte reduse, pe masura propagării nucleului de caldură în sol (Sfîcă, 2005).

Temperaturile minime de la suprafaţă se produc peste tot în cursul lunii ianuarie, variaţia spaţială fiind inversă, valorile cele mai mici înregistrându-se în nord, la Roman (−3,0 °C) cu peste 1 °C mai coborâte decât la Adjud (−1,9 °C). În general, temperaturile de la suprafaţa solului sunt cu 2-3 °C mai reduse decât cele din adăpost (Grama, 1963). În profunzime, deşi diferenţa dintre lunile ianuarie şi februarie se reduce progresiv, valorile se uniformizează abia la 50 cm, datorită propagării mai lente a nucleelor reci în comparaţie cu nucleele de căldură din timpul verii. Saltul termic de primăvară se produce în martie-aprilie şi este resimţit pe tot profilul solului cu valori mai mari de 6 °C la suprafaţă şi de cca 4 °C în profunzime, la adâncimea de 50 cm. Saltul termic de toamnă se produce în octombrie-noiembrie având parametri cantitativi similari cu cel din timpul primăverii (Sfîcă, 2005).

Amplitudinea medie anuală depăşeşte 26 °C la suprafaţă, reducându-se cu adâncimea până la valori mai mici de 22 °C la 50 cm, în conformitate deplină cu legea atenuării amplitudinilor termice odată cu creşterea adâncimii.

Regimul termic diurn al solului. Pentru a sublinia caracteristicile acestui parametru, datele meteorologice orare ale temperaturii solului au fost reprezentate prin metoda tautochronelor (Sfîcă, 2005) urmărindu-se evoluţia temperaturilor pe profilul de sol în cursul anului cu ajutorul exemplelor oferite din cele două luni reprezentative (ianuarie, iulie).

Aşa cum am indicat mai sus, în cursul lunii **ianuarie**, temperatura aerului înregistrează valorile cele mai coborâte din cursul întregului an. Sub

aspectul regimului diurn însă, temperaturile minime sunt cele de la ora 7, când sub influenţa răcirilor radiative, frecvente în acest moment din zi, se înregistrează sub −3,5 °C, fiind mai coborâte în nord, la Roman (−4,3 °C) decât în sud (−3,9 °C la Bacău şi −3,8 °C la Adjud). Maximul termic diurn se produce la ora 13, când sub influenţa radiaţiei solare temperaturile medii la suprafaţă devin pozitive (1,5 °C la Adjud şi 1,8 °C la Bacău) mai puţin la Roman, unde temperaturile medii rămân negative. Pe profil, temperatura este distribuită conform tipului de radiaţie, ceea ce presupune creşterea acesteia cu adâncimea, ajungând la adâncimea de 50 cm la valori de cca 1 °C. În acelaşi sens însă, amplitudinea termică, foarte redusă în aceasta perioadă din an, scade de la peste 4 °C la suprafaţă la mai puţin de 0,5 °C la 20 cm adâncime. În această perioadă, temperaturile medii orare, cu excepţia celor de la ora 13, sunt negative până la adâncimea de 15 cm (fig. 44), ceea ce marchează persistenţa fenomenului de îngheţ până la aceste adâncimi (Sfîcă, 2005).

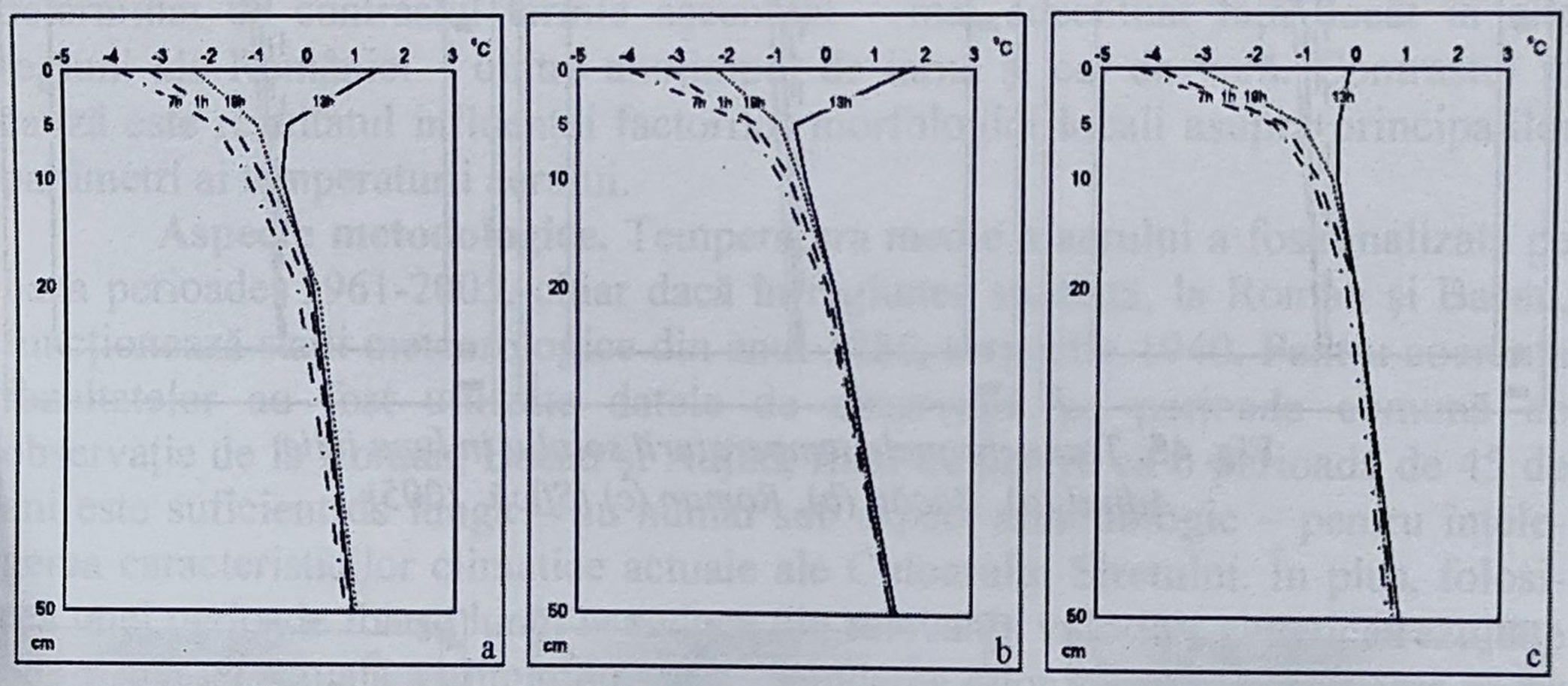


Fig. 44. *Tautochronele temperaturii solului in luna ianuarie: Adjud (a), Bacău (b), Roman (b) (Sfîcă, 2005)*

Distribuţia temperaturii în sol corespunde pe deplin cu tipul de insolaţie în lunile de vară, cea mai clară dezvoltare prezentând-o în luna **iulie**. În luna cea mai caldă a anului, la suprafaţa solului maxima diurnă de la ora 13 urcă până la cca 40 °C (41,1 °C la Adjud, 39,1 °C la Bacău şi 39,3 la Roman), iar minima diurnă ce se înregistrează la ora 1 depăşeşte 15 °C (fig. 45). Amplitudinea termică medie diurnă la suprafaţa solului trece de 20 °C şi se reduce în profunzime, astfel încât la 50 cm valorile acesteia se reduc la mai puţin de 1 °C, stabilizându-se la valori de peste 20 °C. Şi în această lună minimele şi maximele diurne se produc decalat în profunzime; la sub 5 cm minima se înregistrează la ora 7, iar sub 10 cm maxima diurnă se produce la ora 19, evoluţie asemănatoare cu cea din luna aprilie (Sfîcă, 2005).

Pe ansamblu, **temperatura medie orară** marchează variaţia specifică fiecărui moment din an, cu valoarea maximă de la suprafaţă la ora 13 (21,4 °C la

Adjud, 20,1 °C la Bacău şi 19,9 °C la Roman) şi cu valoarea minimă de la suprafaţă la ora 1 (6,6 °C la Adjud, 6,1 °C la Bacău şi 6,2 °C la Roman). Distribuţia temperaturii medii orare subliniază principalele caracteristici ale propagării căldurii în sol. Astfel, minimele şi maximele sunt propagate decalat în adâncime, încât începând de la 5 cm temperatura minimă orară se produce la ora 7, iar de la cca 15 cm temperatura maximă se produce la ora 19. Decalajul producerii acestor valorilor medii extreme la adâncimea de 20 cm faţă de momentul producerii la suprafaţa solului este de cca 6 ore pentru temperatura minimă şi de cca 3 ore pentru temperatura maximă (Sfică, 2005).

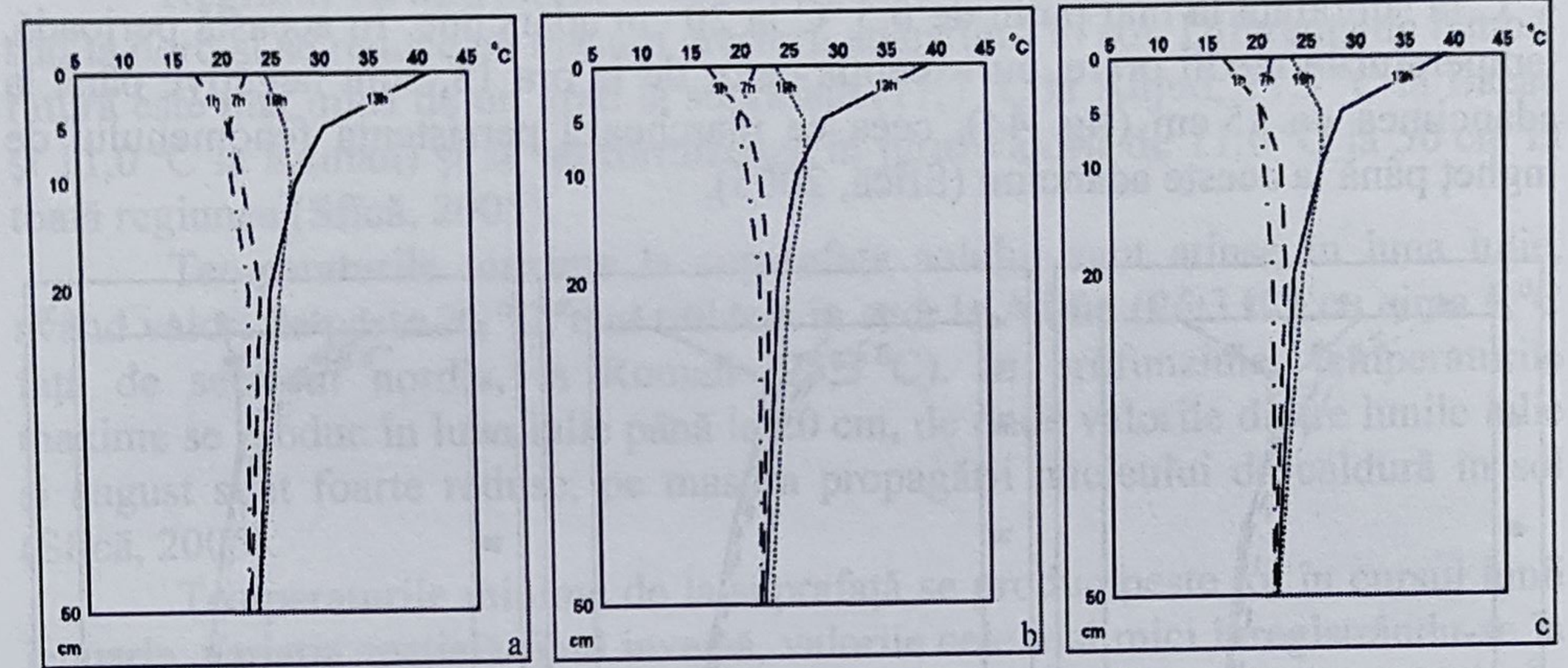


Fig. 45. *Tautochronele temperaturii solului in luna iulie: Adjud (a), Bacău (b), Roman (c) (Sfică, 2005)*

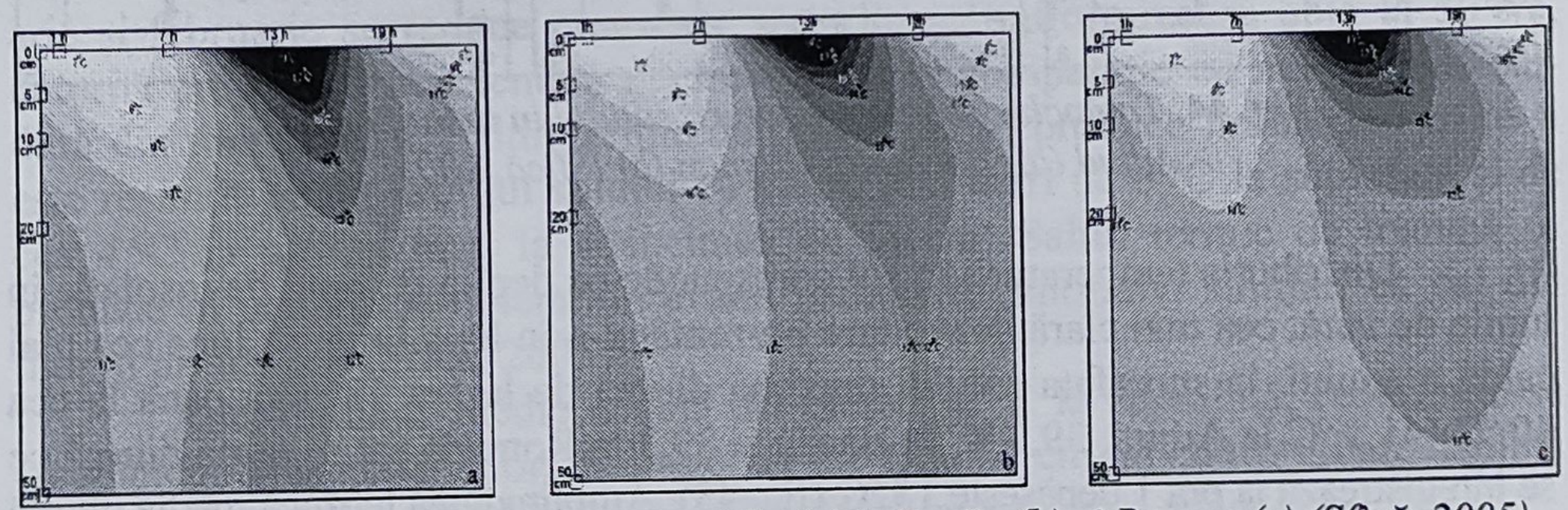


Fig. 46. *Geotermoizopletele staţiilor Adjud (a), Bacău (b) şi Roman (c) (Sfică, 2005)*

De la sud la nord, izotermele din timpul nopţii pătrund în sol până la adâncimi mai mari, în timp ce izotermele de la amiază pătrund mai puţin în adâncime în acelaşi sens, ca expresie a diferenţelor latitudinale din cadrul acestei unităţi fizico-geografice. Spre exemplu, izoterma de 10 °C coboară în adâncime de la 15 cm la Adjud la 20 cm la Roman, iar izoterma de 13 °C urcă de la 20 cm la Adjud la sub 15 cm la Roman (fig. 46). Aceleaşi caracteristici sunt puse în evidenţă şi

prin reducerea temperaturilor în profunzime; spre deosebire de Adjud şi Bacău, la Roman izoterma de 12 °C nu mai pătrunde la adâncimea de 50 cm (Sfîcă, 2005).

Amplitudinea termică medie diurnă scade de la sud la nord la suprafaţa solului în Culoarul Siretului (14,8 °C la Adjud, 14,0 °C la Bacău, 13,7 °C la Roman) şi se reduce la sub 2 °C în profunzime (Sfîcă, 2005). În cursul zilei, orizonturile superioare de până la 20 cm, constituie mediul cu cele mai mari oscilaţii termice în timpul zilei, caracteristică specifică întregii regiuni extra-carpatice a ţării noastre (*România, Atlas geografic*, 2004).

IV.2. Temperatura aerului

Element esenţial în definirea individualităţii climatice a oricărei regiuni, temperatura aerului joacă un rol cu atât mai important din acest punct de vedere în Culoarul Siretului. Acest rol sporit este implicat de morfologia concavă a regiunii, morfologie care implică un caracter climatic excesiv (Stoenescu, 1951), determinat de contrastul termic accentuat – mai accentuat faţă decât în alte regiuni ale României – dintre anotimpul de iarnă şi cel de vară. Contrastul în cauză este rezultatul influenţei factorilor morfologici locali asupra principalilor parametri ai temperaturii aerului.

Aspecte metodologice. Temperatura medie a aerului a fost analizată pe baza perioadei 1961-2005, chiar dacă în regiunea studiată, la Roman şi Bacău, funcţionează staţii meteorologice din anul 1886, respectiv 1940. Pentru coerenţa rezultatelor au fost utilizate datele de observaţie pe perioada comună de observaţie de la Roman, Bacău şi Adjud, fiind de părere că o perioadă de 45 de ani este suficient de lungă – nu numai sub aspect metodologic – pentru înţelegerea caracteristicilor climatice actuale ale Culoarului Siretului. În plus, folosirea unei perioade foarte lungi ar reduce din relevanţa valorilor sintetice rezultate pentru starea actuală a climatului, prin includerea unor valori extreme care nu ar avea decât o relevanţă strict climatografică.

De asemenea, în scopul spaţializării principalilor parametri ai temperaturii au fost calculaţi gradienţi verticali prin luarea în calcul a valorilor de la staţiile meteorologice situate în regiunile învecinate Culoarului Siretului (Subcarpaţii Moldovei, Colinele Tutovei). Folosirea acestei perioade comune a fost impusă şi de numeroasele schimbări de amplasament în perioada precedentă anului 1960, ceea ce îngreunează obţinerea unor rezultate omogene care să evite discontinuităţile induse exclusiv de schimbarea condiţiilor fizico-geografice locale.

Tot sub aspect metodologic trebuie să precizăm că au fost folosite şi date de observaţie de la staţiile meteorologice care au funcţionat la Plopana (1964-1999), Secuieni-Roman (1964-1966; 1978-1998) şi Strunga (1979-1998), valorile provenite din observaţii fiind prelungite după seria de date de la Bacău, pentru Plopana, respectiv Roman pentru Strunga şi Secuieni. Chiar dacă unele dintre aceste staţii sunt amplasate relativ excentric faţă de arealul Culoarului Siretului –

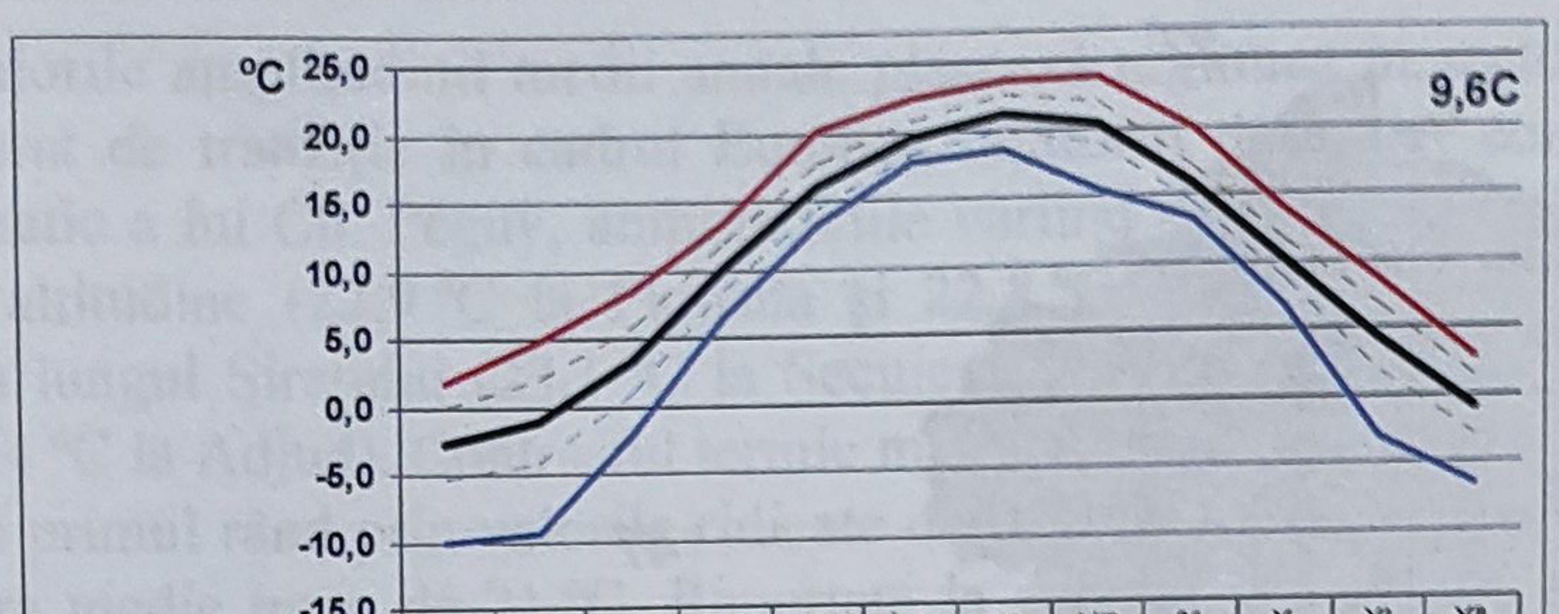
aşa cum este cazul staţiei de la Plopana – cunoaşterea unor aspecte legate de distribuţia temperaturii pe verticală în lipsa acesteia ar fi fost imposibilă.

IV.2.1. Temperatura medie anuală. Regim şi distribuţie spaţială

Temperaturile medii anuale în Culoarul Siretului, calculate pe baza datelor de observaţie din perioada 1961-2005, sunt de 9,6 °C la Adjud, 9,1 °C la Bacău şi 8,7 °C la Roman. Scăderea temperaturii medii anuale de la nord la sud este impusă în primul rând de latitudine şi, în mod considerabil, de altitudine. De altfel, valorile temperaturii medii anuale de la Plopana, staţie situată la o altitudine mai mare cu cca 70 m faţă de Bacău, pa valea Tutovei – în apropierea interfluviului Siret-Bârlad – sunt de 9,0 °C, valoare ce presupune un gradient termic vertical cvasinul în cadrul regiunii la nivel anual. Această situaţie subliniază amprenta deosebită a semestrului rece în definirea particularităţilor termice ale regiunii studiate. Situaţia se repetă, de altfel, şi în sectorul nordic, unde temperatura medie la Strunga este cu numai 0,2 °C mai redusă decât la Roman şi similară celei de la Secuieni. Trebuie să ţinem cont însă de faptul că staţia meteorologică Roman este situată pe un nivel de terase înalte, cu cca 30 m deasupra nivelului albiei Siretului, şi în acest fel peste orizontul de maximă incidenţa a inversiunilor de temperatură din semestrul rece.

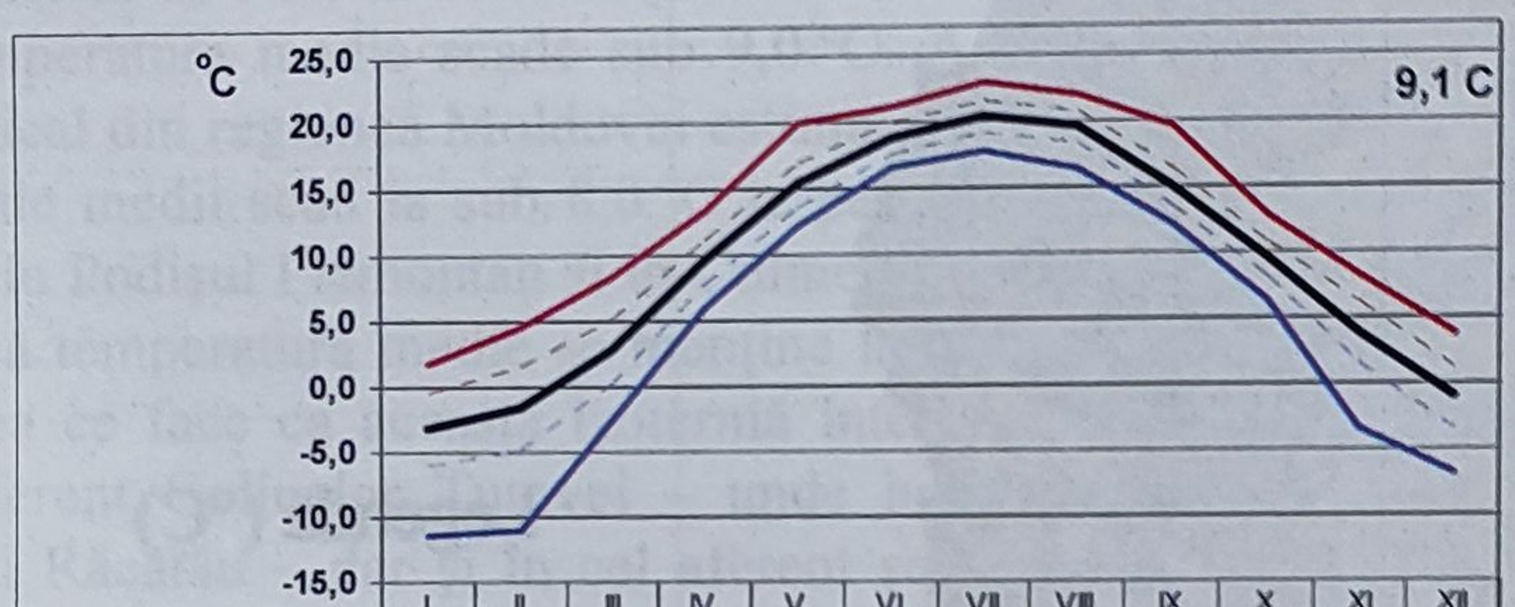
Regimul anual al temperaturii medii lunare prezintă caracteristicile de ansamblu ale regiunii constituind rezultatul direct al valorilor bilanţului radiativ; maximul de temperatură se produce în iulie şi are valori diferenţiate în funcţie de poziţia latitudinală (21,2 °C la Adjud, 20,4 °C la Bacău şi 20,0 °C la Roman) şi minimul, puternic exprimat, în luna ianuarie (−2,9 °C la Adjud, −3,2 °C la Bacău şi −3,7 °C la Roman) – fig. 47-49.

Sub aspectul regimului anual, remarcăm faptul că diferenţierea temperaturii medii anuale este mai accentuată între sectorul nordic şi cel sudic în semestrul cald; diferenţa dintre Adjud şi Roman se ridică la peste 1 °C în intervalul iunie-septembrie, în timp ce în lunile semestrului rece diferenţa se apropie la 0,5 °C, ceea ce denotă o repartiţie mult mai uniformă a temperaturii în semestrul rece, sub impactul frecvenţei ridicate a situaţiilor de stabilitate termică accentuată asociate condiţiilor de inversiune. Temperaturile medii lunare variază de la un an la altul în limite destul de largi, ecartul între valorile medii extreme oscilând în jurul valorii de 10 °C în lunile semestrului rece şi 5 °C în lunile semestrului cald. De altfel, valorile deviaţiei standard, ce reprezintă şi un indicator pentru predictibilitatea temperaturii aerului, sunt cele mai ridicate în luna februarie, pe fondul caracterului multianual contrastant, în februarie fiind posibile atât încălziri masive, cât şi invazii puternice de aer rece sub influenţa anticiclonilor continentali a căror influenţă este extrem de ridicată în această perioadă din an. Deviaţia standard lunară cea mai redusă o deţine luna iunie (cca 1 °C) pe fondul dinamicii atmosferice mai accentuate şi absenţei factorilor cu acţiune aleatoare la scară temporală, valurile de căldură, care ar putea constitui un astfel de factor, neavând o frecvenţă foarte ridicată.



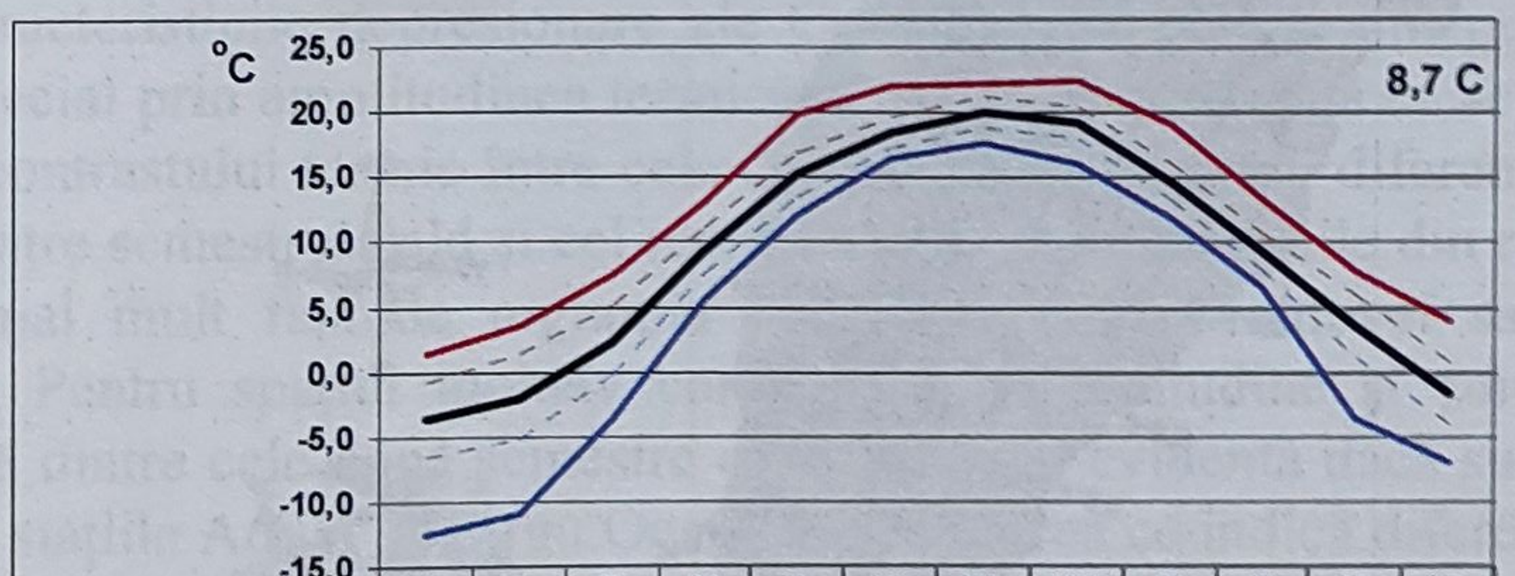
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
media	-2,9	-1,1	3,3	10,2	15,9	19,5	21,2	20,3	15,7	10,0	4,2	-0,8
media maximă	1,8	4,8	8,5	13,4	20,2	22,4	23,6	23,8	20	13,8	8,4	2,8
media minimă	-10,2	-9,5	-2,1	6,4	13,1	17,6	18,4	15,5	13,2	6,6	-3,1	-6,7
+deviaţia standard	-0,2	2,0	5,8	11,9	17,6	20,7	22,5	21,9	17,1	11,5	6,6	1,4
-deviaţia standard	-5,5	-4,3	0,9	8,4	14,3	18,2	19,8	18,8	14,4	8,6	1,8	-3,0

Fig. 47. *Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Adjud (1961-2005)*



	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
media	-3,2	-1,6	2,7	9,6	15,4	18,8	20,4	19,6	15,0	9,5	3,9	-1,1
media maximă	1,9	4,7	8,4	13,4	20,0	21,2	23,0	22,0	19,6	12,9	8,2	3,9
media minimă	-11,3	-10,9	-2,6	6,0	12,3	16,7	17,9	16,4	12,3	6,4	-3,4	-6,7
+deviaţia standard	-0,4	1,6	5,3	11,3	17,1	19,9	21,6	20,8	16,5	10,8	6,2	1,3
-deviaţia standard	-5,9	-4,9	0,1	7,8	13,6	17,6	19,2	18,4	13,6	8,2	1,6	-3,4

Fig. 48. *Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Bacău (1961-2005)*



	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
media	-3,7	-2,0	2,4	9,4	15,2	18,5	20,0	19,2	14,7	9,3	3,5	-1,6
media maximă	1,3	3,6	7,4	13,0	19,9	22,0	22,3	22,5	19,1	13,2	7,6	3,9
media minimă	-12,7	-11,0	-3,6	5,5	12,1	16,4	17,6	16,1	11,9	6,4	-3,7	-7,0
+deviaţia standard	-0,8	1,3	5,0	11,1	16,9	19,7	21,2	20,4	16,1	10,7	5,9	0,7
-deviaţia standard	-6,6	-5,3	-0,2	7,6	13,5	17,2	18,8	18,0	13,2	7,9	1,0	-4,0

Fig. 49. *Regimul anual al temperaturii medii a aerului la Roman (1961-2005)*

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

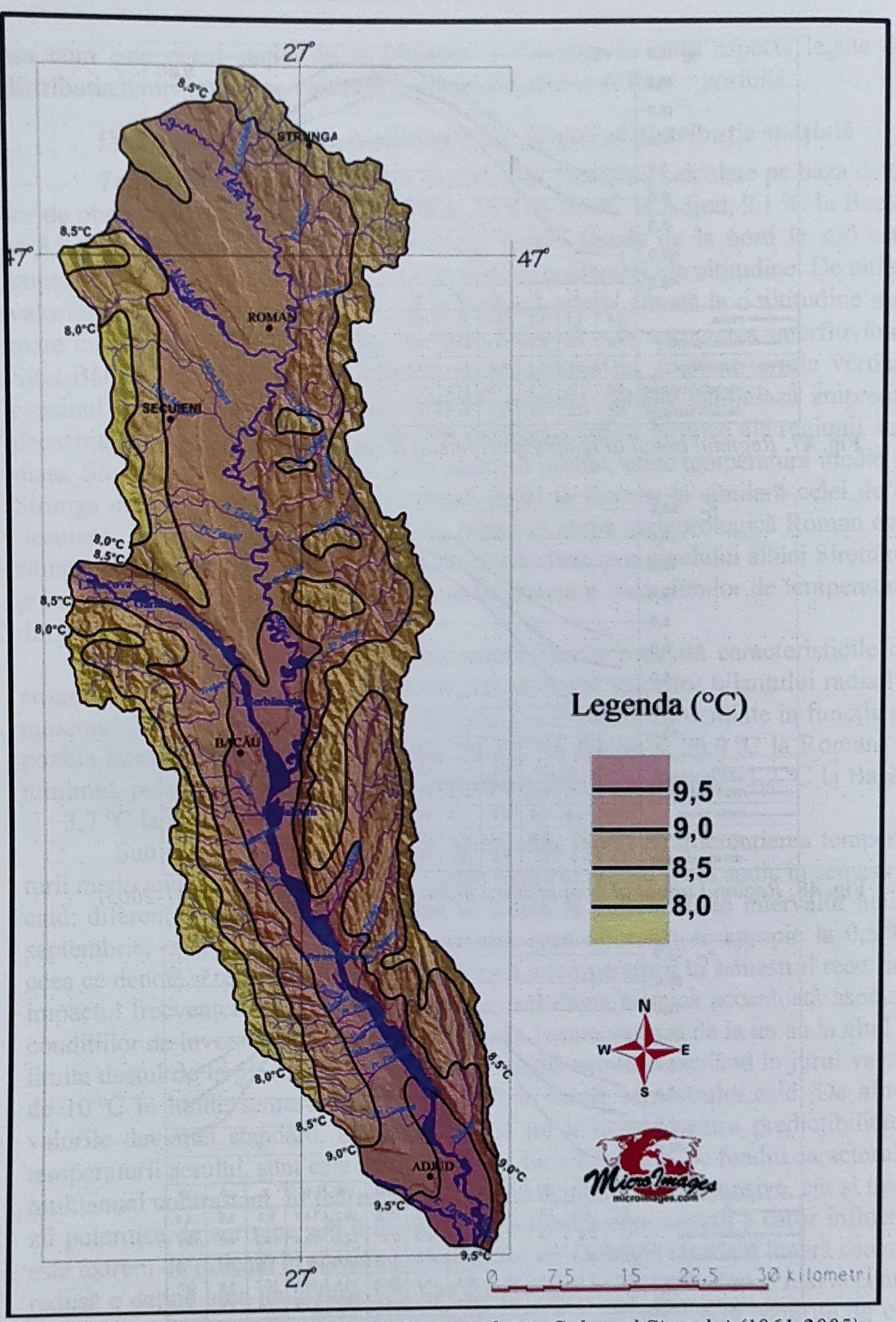


Fig. 50. *Distribuţia temperaturii medii a aerului în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Valorile amplitudinii medii anuale plasează regiunea în sectorul cu climat temperat de tranziţie în cadrul Europei, conform definiţiei continentalismului climatic a lui Ch. Péguy, amplitudinile variind de la sub 23 °C la staţiile situate la altitudine (22,9 °C la Plopana şi 22,8 °C la Strunga) la 23,5 °C la staţiile din lungul Siretului (23,1 °C la Secuieni, 23,7 °C la Roman, 23,6 °C la Bacău şi 24 °C la Adjud). Contrastul termic mai accentuat din sudul regiunii este explicat în primul rând prin valorile ridicate din timpul verii când, în luna iulie, temperatura medie trece de 21 °C. Raportate la situaţia generală din România, valorile amplitudinii termice anuale din Culoarul Siretului se înscriu printre cele mai mari valori din cadrul regiunilor de deal şi podiş.

În ceea ce priveşte distribuţia spaţială a temperaturii medii anuale (fig. 50) Culoarul Siretului poate fi împărţit în două sectoare, unul central-sudic format din terasele Siretului şi cursurile inferioare ale afluenţilor până la altitudini mai mici de 250 m, în care temperatura medie depăşeşte 9 °C, şi cel nordic în care temperatura medie scade sub 9,0 °C. Altitudinal, pe baza gradientului termic vertical din regiunea Moldovei estimat la 0,51 °C/100 m (Apostol, 1990), temperaturile medii scad la sub 8,0 °C la peste 500 m, adică pe înălţimile cele mai mari din Podişul Piemontan şi în Culmea Pietricica Bacăului. De asemenea, apreciem că temperatura medie se menţine la peste 9,5 °C până la altitudini de 350 m, ceea ce face ca această izotermă intermediară să pătrundă puternic în sectorul aferent Colinelor Tutovei – unde înglobează cea mai mare parte a Depresiunii Răcătău – dar şi în cel aferent şeii Strunga sau Podişului Central Moldovenesc – Coasta Icuşeştilor este încadrată de această izotermă. Principala discontinuitate în distribuţia temperaturii medii anuale este impusă de îngustarea văii Siretului de la Răcăciuni, unde izoterma de 9,0 °C coboară foarte mult spre cursul Siretului datorită caracteristicilor fizico-geografice locale.

IV.2.2. Temperatura medie semestrială

Caracteristicile depresionare ale Culoarului Siretului sunt puse în evidenţă în special prin amplitudinea termică medie anuală ridicată ce se resimte şi la nivelul contrastului termic între cele două semestre. Astfel, diferenţa de temperatură dintre semestrul cald şi cel rece atinge 15,0 °C la staţiile din regiune, cu cca 1 °C mai mult faţă de regiunile din Subcarpaţii Moldovei sau Podişul Bârladului. Pentru spaţiul moldav corelaţia dintre altitudine şi contrastul de temperatură dintre cele două semestre este mult mai evidentă dacă sunt excluse din analiză staţiile Adjud şi Târgu Ocna (fig. 51), ceea ce indică diferenţele mult mai accentuate între semestre din regiunea sudică a Moldovei, pe fondul apartenenţei acestui sector la regiunile cu anomalii negative de temperatură din partea de est a Câmpiei Române.

Putem aprecia că pe măsură ce altitudinea creşte, diferenţa dintre cele două semestre se reduce cu câte 0,75 °C/100 m în sectorul central şi nordic, în

timp ce în sectorul sudic al regiunii acest gradient este mai ridicat, depăşind 1 °C/100 m.

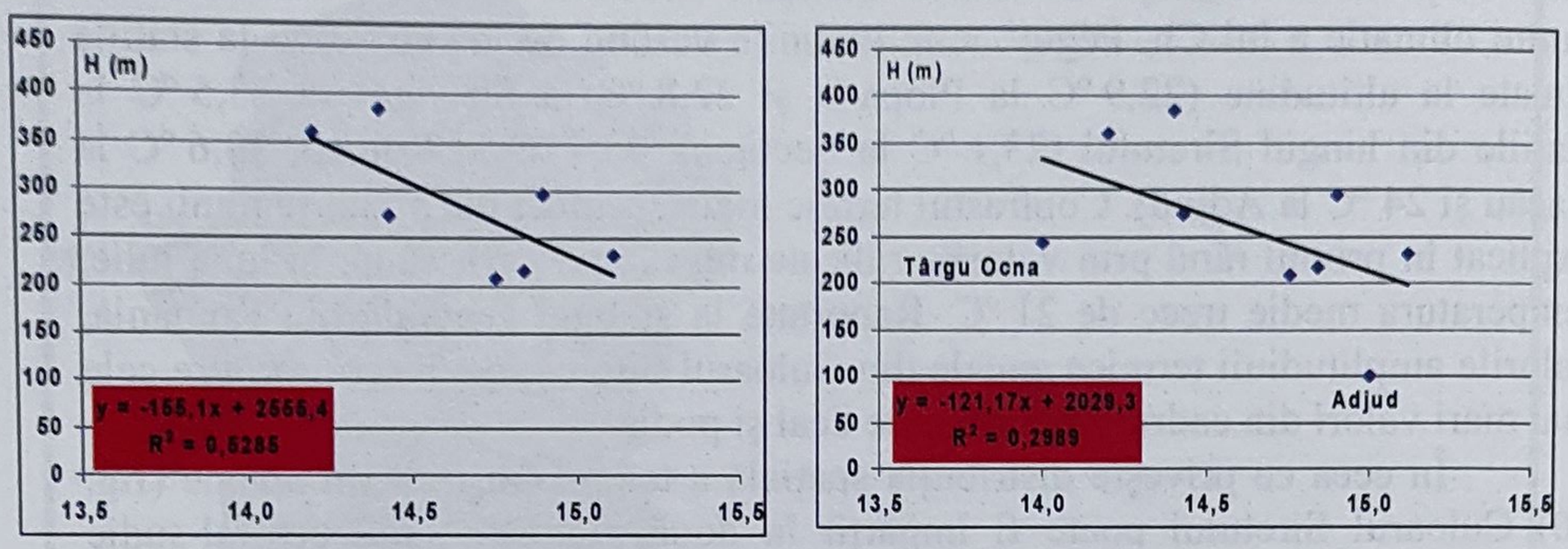
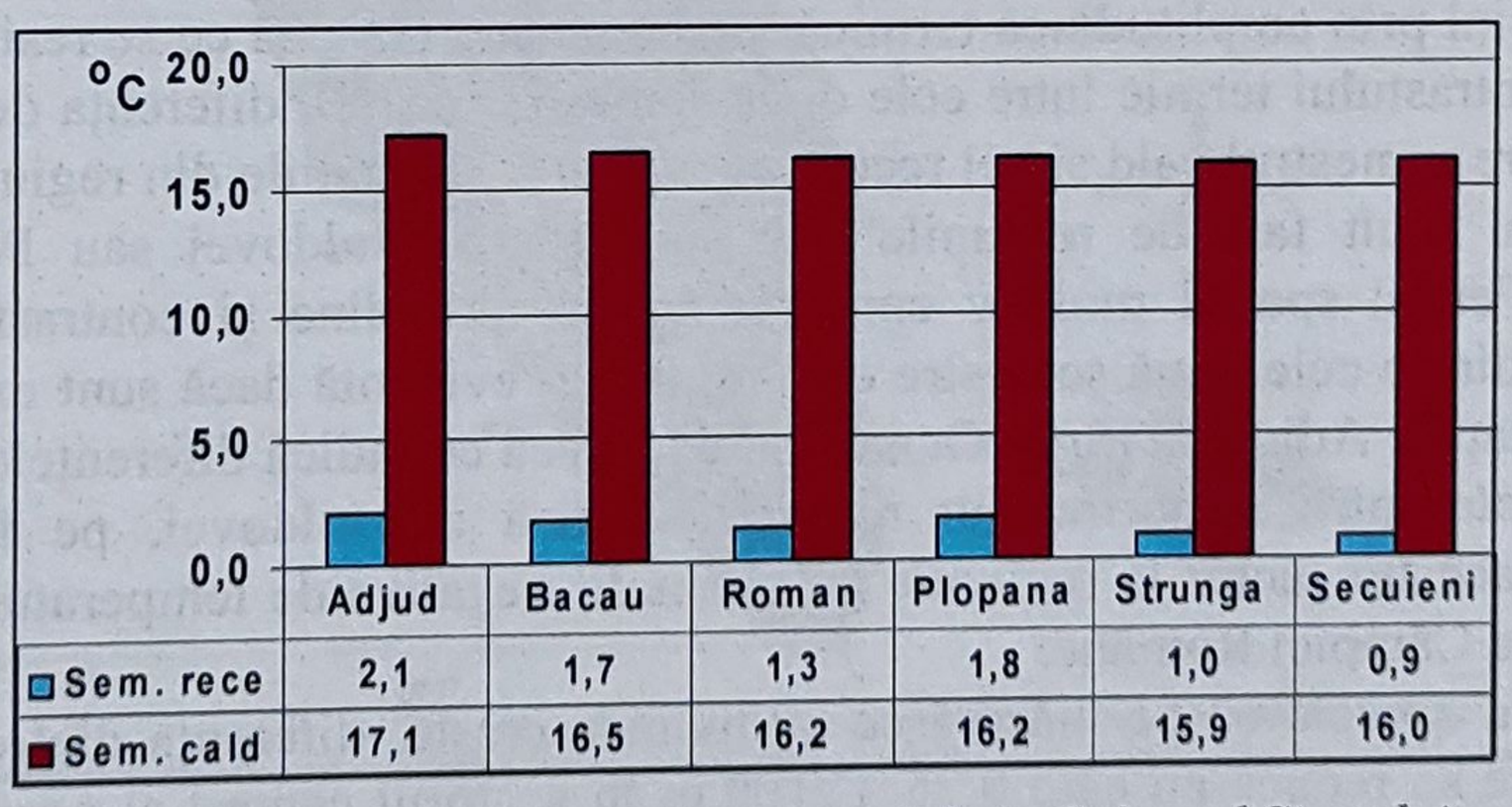


Fig. 51. *Distribuţia pe verticală a contrastului termic dintre semestrul rece şi cel cald în Moldova mediană şi de vest*

Această situaţie este determinată în primul rând de particularităţile semestrului rece, atunci când stratificarea termică stabilă a aerului favorizează producerea de inversiuni termice marcate adeseori de nebulozitate stratiformă, proces care accentuează contrastul termic dintre lunca Siretului şi culmile interfluviale învecinate.

Intensitatea inversiunilor termice este subliniată şi de valorile medii la nivel semestrial (fig. 52); temperatura medie a semestrului rece se menţine mai redusă la Plopana decât la Bacău, diferenţa fiind foarte redusă (1,8 °C faţă de 1,7 °C) deşi între cele două staţii există o diferenţă altitudinală de 74 m. De asemenea, în sectorul nordic, la Secuieni (232 m), media semestrului rece este egală cu cea de la Strunga, staţie situată la 295 m. La Roman însă temperaturile sunt ceva mai ridicate, ca reflex al amplasării staţiei meteorologice Roman pe nivelele mai înalte de terasă despre care am vorbit mai sus.



	Adjud	Bacau	Roman	Plopana	Strunga	Secuieni
Sem. rece	2,1	1,7	1,3	1,8	1,0	0,9
Sem. cald	17,1	16,5	16,2	16,2	15,9	16,0

Fig. 52. *Temperaturile medii semestriale în Culoarul Siretului*

Putem spune că în semestrul rece (fig. 53) distribuţia temperaturilor medii în Culoarul Siretului nu respectă un gradient termic vertical constant, situaţia apropiindu-se destul de mult de cea de izotermie pentru regiunile situate până la 400-500 m altitudine. Cu toate acestea, distribuţia temperaturii în semestrul rece pune în evidenţă sectorul sudic al văii Siretului din Culoarul Siretului unde temperaturile depăşesc 2 °C, în timp ce mare parte a regiunii este cuprinsă în intervalul termic de 1-2 °C. Doar la altitudini de peste 350 m în sectorul sudic şi central şi la peste 300 m în cel nordic, temperaturile semestrului rece scad sub 1,0 °C. În lipsa unor observaţii directe, nu putem decât estima că pe înălţimile cele mai mari ale Culmii Pietricica temperaturile medii din semestrul rece scad sub 0 °C.

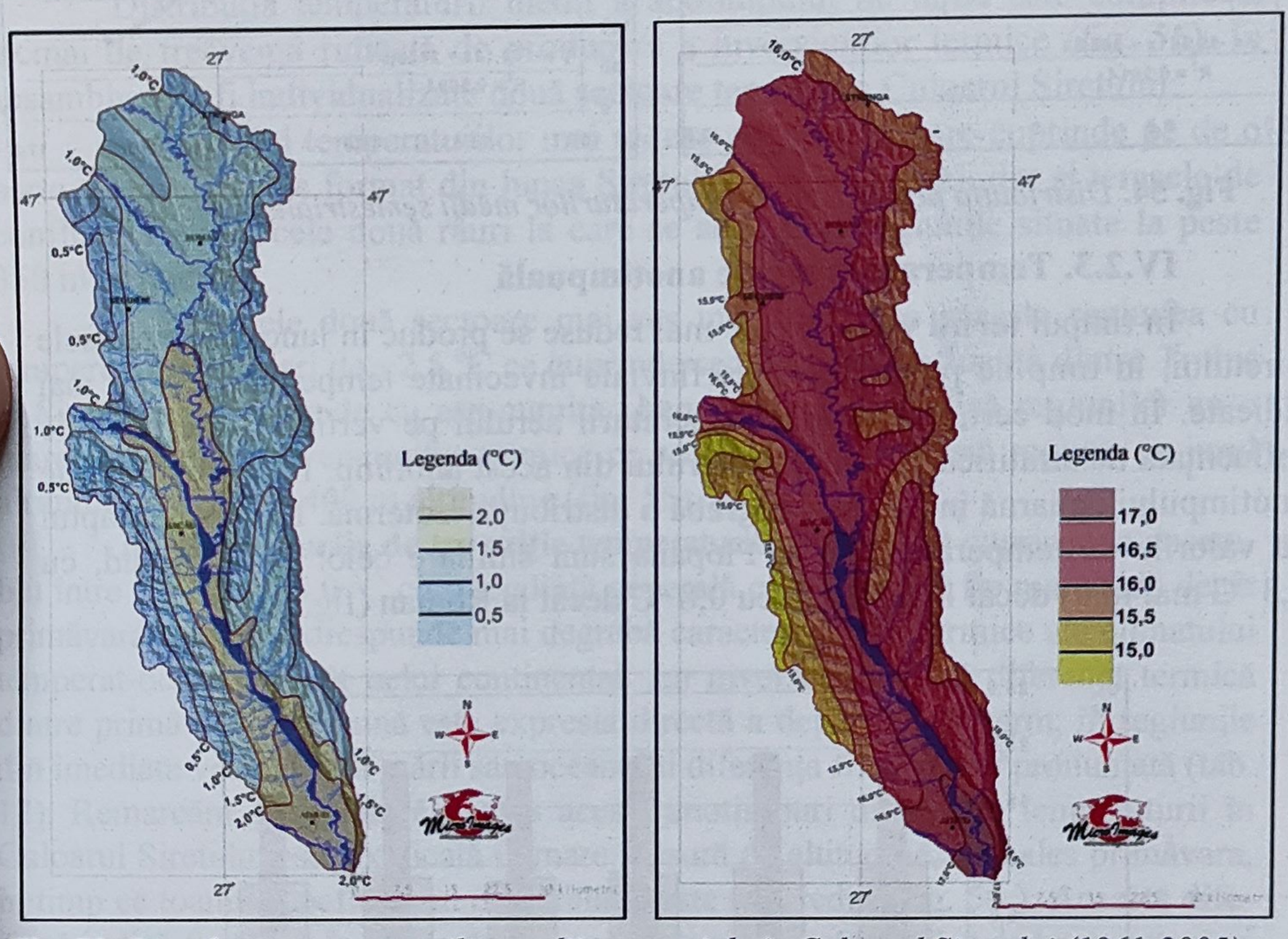


Fig. 53. *Distribuţia temperaturilor medii semestriale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

În semestrul cald (fig. 54) distribuţia pe verticală este conformă cu stratificarea termică obişnuită a troposferei, ceea ce marchează o scădere de temperatură pe verticală. Astfel, la Plopana temperaturile sunt mai reduse cu 0,3 °C decât la Bacău, iar la Strunga acestea sunt mai reduse cu 0,3 °C decât la Roman. Distribuţia temperaturilor în semestrul cald este rezultatul acţiunii combinate a variaţiei temperaturii pe verticală şi a variaţiei temperaturii impuse de diferenţierea latitudinală. Această combinaţie face ca la Plopana temperatura să fie egală cu cea de la Roman, poziţia latitudinală compensând diferenţa altitudinală. În acest semestru, temperatura medie depăşeşte 17,0 °C doar în extremitatea sudică

a regiunii, în sectorul de confluenţă dintre Trotuş şi Siret. În cea mai mare parte a regiunii temperatura medie este cuprinsă între 16-17 °C, iar la altitudini de peste 300 m valorile scad sub 16 °C. La peste 600 m temperatura medie coboară sub 14 °C (fig. 53).

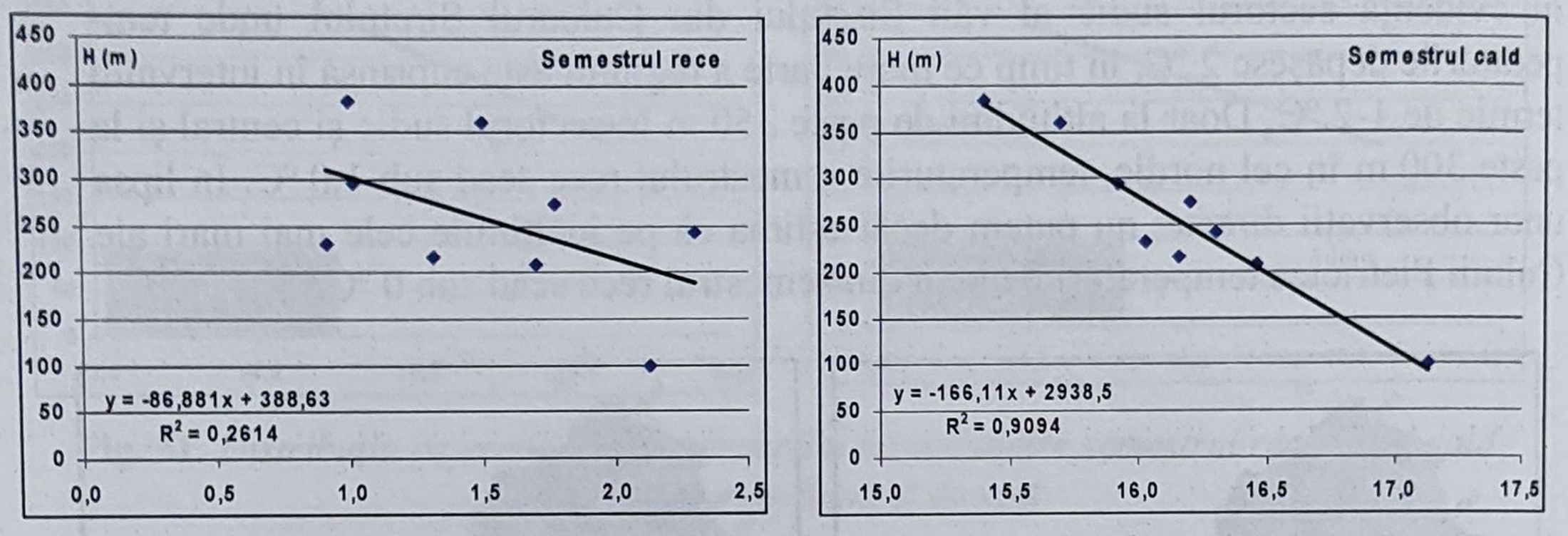
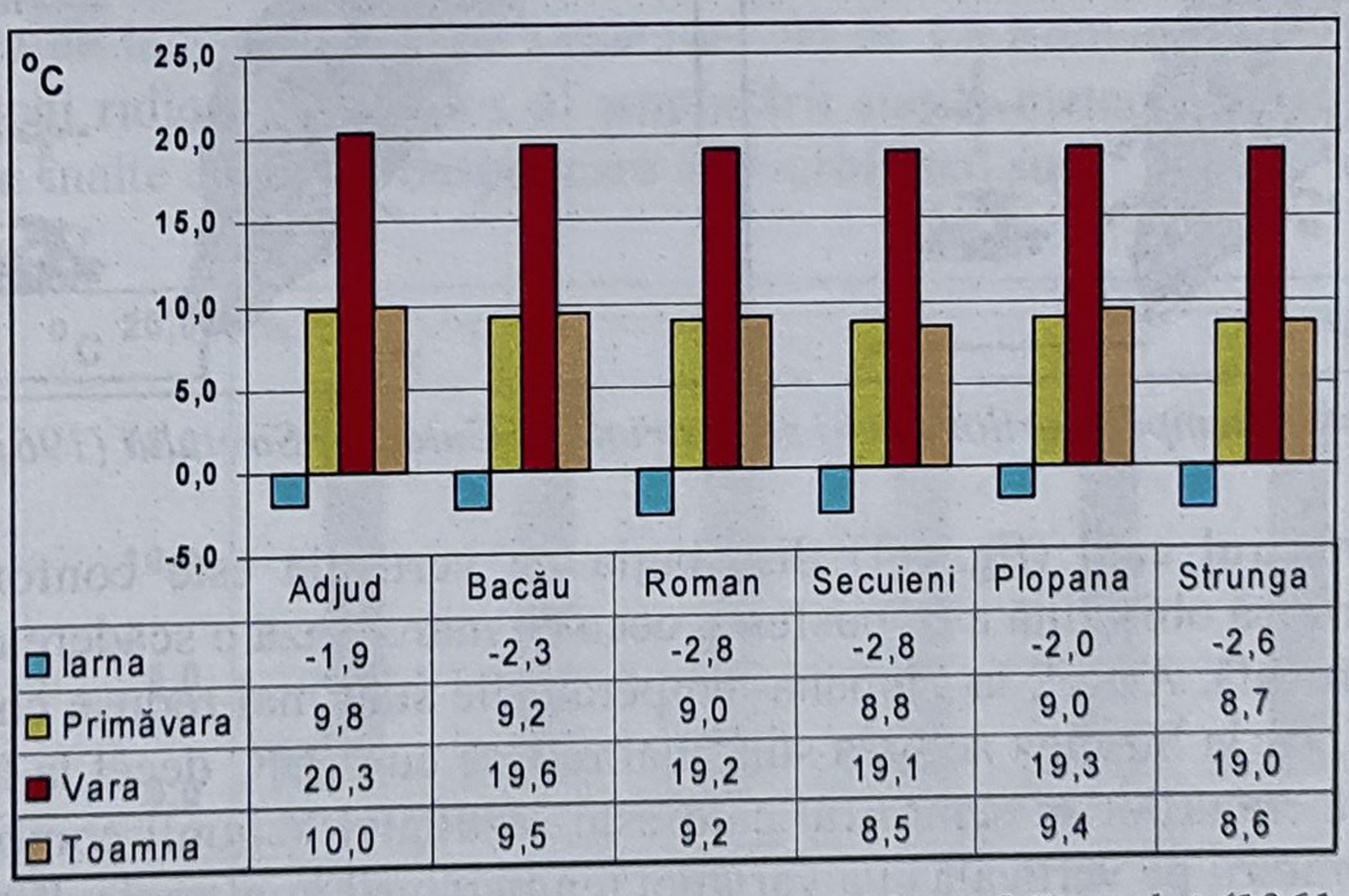


Fig. 54. *Distribuţia pe verticală a temperaturilor medii semestriale în Moldova*

IV.2.3. Temperatura medie anotimpuală

În timpul **iernii** valorile cele mai reduse se produc în lunca şi pe terasele Siretului, în timp ce pe culmile interfluviale învecinate temperaturile sunt mai ridicate. În mod cert, distribuţia temperaturii aerului pe verticală este puternic influenţată de stratificarea stabilă a aerului din acest anotimp. De altfel, valorile anotimpului de iarnă indică mai degrabă o distribuţie izotermă. Remarcăm faptul că valorile de temperatură de la Plopana sunt similare celor de la Adjud, cu 0,3 °C mai mari decât la Bacău şi cu 0,8 °C decât la Roman (fig. 55).



	Adjud	Bacău	Roman	Secuieni	Plopana	Strunga
Iarna	-1,9	-2,3	-2,8	-2,8	-2,0	-2,6
Primăvara	9,8	9,2	9,0	8,8	9,0	8,7
Vara	20,3	19,6	19,2	19,1	19,3	19,0
Toamna	10,0	9,5	9,2	8,5	9,4	8,6

Fig. 55. *Temperaturile medii anotimpuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

În acelaşi timp, la Strunga temperaturile sunt mai ridicate cu 0,2 °C decât la Roman şi Secuieni. Prin reducerea temperaturilor la nivelul mării reiese mai clar distribuţia specifică inversiunilor termice valorile cele mai ridicate regăsindu-se la staţiile situate la altitudine. Distribuţia este complicată vizibil şi de extinderea considerabilă în latitudine, ceea ce face ca la Bacău valorile de temperatură raportate la altitudine sunt mai ridicate decât la Adjud, dar şi decât la Roman sau Secuieni. Valorile reduse ale acestui raport sunt determinate în sectorul sudic de inversiunile termice intense din Câmpia Română ce se prelungesc pe văile Siretului şi Bârladului, în timp ce valorile mai reduse din sectorul nordic sunt legate intensitatea mai ridicată a advecţiilor de aer rece.

Distribuţia temperaturii medii a anotimpului de iarnă este complicată tocmai de frecvenţa ridicată de producere a inversiunilor termice (fig. 56). În ansamblu, pot fi individualizate două sectoare termice în Culoarul Siretului:

– domeniul temperaturilor mai reduse de −2,5 °C care cuprinde pe de o parte sectorul nordic format din lunca Siretului şi a Moldovei, dar şi terasele de confluenţă dintre cele două râuri la care se adaugă şi regiunile situate la peste 350 m altitudine;

– între cele două sectoare mai sus menţionate se găseşte regiunea cu temperaturi mai mari de −2,5 °C ce cuprinde sectorul de confluenţă dintre Trotuş şi Siret, dar corespunde cu aşa-numita „bandă caldă" specifică regiunilor cu o mare frecvenţă a inversiunilor termice ce se situează în această regiune în jurul altitudinilor de 250-400 m altitudine (fig. 55).

În **anotimpurile de tranziţie** temperaturile medii sunt cuprinse în ansamblu între 8,5 °C şi 10,0 °C cu o tendinţă generală ca toamna să fie mai caldă decât primăvara, ceea ce corespunde mai degrabă caracteristicilor termice ale climatului temperat-oceanic decât celui continental. La nivel continental diferenţa termică dintre primăvară şi toamnă este expresia directă a depărtării de ţărm, în regiunile din imediata vecinătate a mării sau oceanului diferenţa fiind foarte pronunţată (tab. 12). Remarcăm şi faptul că pentru aceste anotimpuri distribuţia temperaturii în Culoarul Siretului este explicată în mare măsură de altitudine, mai ales primăvara, în timp ce toamna coeficientul de corelaţie este mai redus (fig. 56). Această diferenţă indică faptul că în lunile de toamnă frecvenţa inversiunilor de temperatură şi a izotermiilor este mult mai ridicată decât primăvara pe ansamblul regiunii şi, deopotrivă, că impactul termic al advecţiilor nordice de aer rece ce se produc pe parcursul lunilor de toamnă este mai ridicat, în special în sectorul nordic al regiunii.

Tabel 12. *Diferenţa termică între primăvară şi toamnă în Europa*

Edinburgh	−1,9 °C	Viena	−0,1 °C
Paris	−2,6 °C	Sankt Petersburg	−2,1 °C
Berlin	−0,4 °C	Moscova	−0,6 °C
München	−0,4 °C	Bacău	−0,3 °C
Roma	−2,1 °C	Roman	−0,2 °C

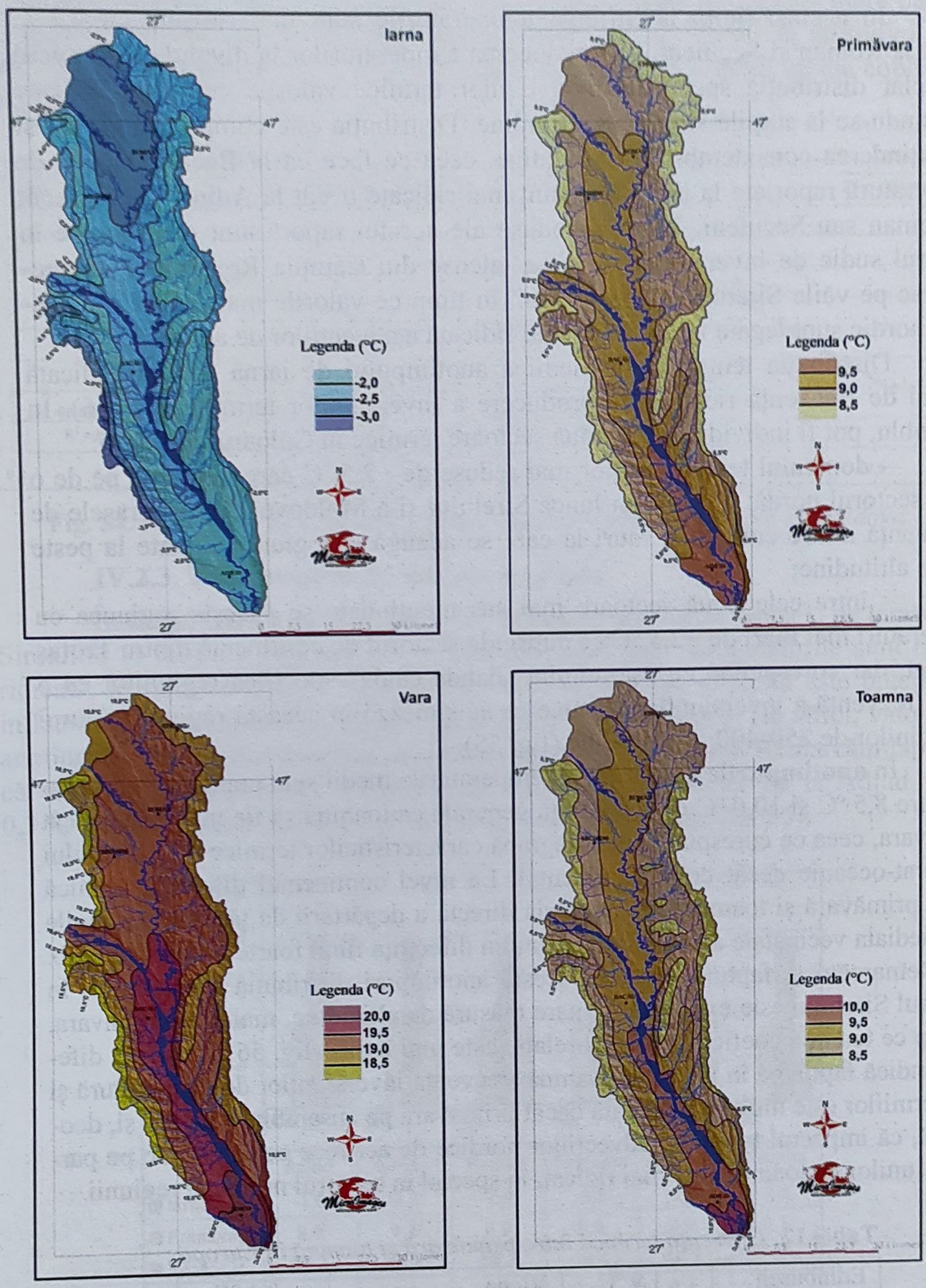


Fig. 56. *Diferența temperaturii medii anotimpuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Remarcăm şi pentru aceste anotimpuri că temperatura medie la Plopana se menţine mai ridicată decât la Roman sau Secuieni, atât primăvara, cât şi toamna, ceea ce subliniază faptul că altitudinea şi latitudinea acţionează în acelaşi sens asupra temperaturii aerului. Pe baza valorilor medii de temperatură pentru aceste anotimpuri putem spune că temperatura scade cu 0,5 °C pentru 50 m diferenţă de nivel, dar şi pentru 0,5° diferenţă de latitudine. Această acţiune combinată face ca primăvara temperatura medie la Plopana să fie egală cu cea de la Roman.

Pe baza gradienţilor termici despre care am discutat mai sus au fost realizate hărţile de distribuţie a temperaturilor medii în anotimpurilor de tranziţie. În cele două anotimpuri mersul izotermelor este, în linii generale, similar, cu diferenţa impusă de valorile mai mari de toamnă, când izoterma de 10,0 °C pătrunde pe valea Siretului până la nord de Adjud, iar izoterma de 9,0 °C pătrunde până la nord de Roman. În ambele situaţii însă temperaturile medii sunt cuprinse în cea mai mare parte a regiunii între 9 şi 10 °C. Pe lângă sectorul format din terasele Siretului până la Roman, considerăm că valorile depaşesc 9,0 °C pe valea Bistriţei, cel puţin până la Buhuşi dar şi în sectorul inferior al Depresiunii Răcătău şi chiar în Colinele Icuşeştilor ale căror altitudini nu depăşesc 300 m altitudine (fig. 56).

Vara temperaturile medii ale acestui anotimp depăşesc 20 °C în sectorul sudic al regiunii şi scad la 19 °C în sectorul nordic. De asemenea, temperatura medie a acestui anotimp scade odată cu altitudinea cu 0,6 °C/100 m, ceea ce determină ca şi în anotimpurile de tranziţie temperaturi mai ridicate la Plopana decât la Roman sau Secuieni (fig. 56).

IV.2.4. Temperatura medie lunară

Distribuţia temperaturii în luna ianuarie şi în luna iulie. În ceea ce priveşte repartiţia temperaturii în luna cea mai rece a anului, ***ianuarie*** (fig. 57), putem să remarcăm faptul că în comparaţie cu harta temperaturii acestei luni din *Atlasul Climatologic al României* (1972-1979), hartă realizată pe baza perioadei de observaţie 1896-1955, valorile pentru perioada 1961-2005 sunt cu peste 1,0 °C mai ridicate pe ansamblul Culoarului Siretului. În sectorul nordic al regiunii analizate, în arealul de confluenţă dintre Moldova şi Siret, temperaturile medii scad sub −3,5 °C.

Temperaturile se menţin pe ansamblul regiunii între −3,0 şi −3,5 °C. În sectorul sudic, la confluenţa dintre Trotuş şi Siret şi, presupunem – în lipsa unor observaţii directe – şi la nivelul aşa-numitei „benzi calde" (pusă mai bine în evidenţă la altitudini de 250-350 m), temperatura medie este cuprinsă între −3,0 °C şi −2,5 °C. Banda caldă de inversiune corespunde în linii generale cu unitatea piemontană (Apostol & Oprea, 1988). Extinderea acestei benzi calde între limitele altitudinale menţionate poate fi susţinută de extinderea norilor stratiformi în anumite situaţii sinoptice din timpul iernii până la acest nivel altitudinal. În acest fel, suntem de părere că particularităţile morfologice ale

regiunii joacă un rol determinant în apariţia inversiunilor termice relative, fapt ce perturbă distribuţia normală a temperaturii pe verticală, intensitatea acestei perturbaţii fiind maximă în jurul valorii de 500 m, unde se estimează a fi prezentă cel mai frecvent banda caldă de inversiune (Apostol, 1985).

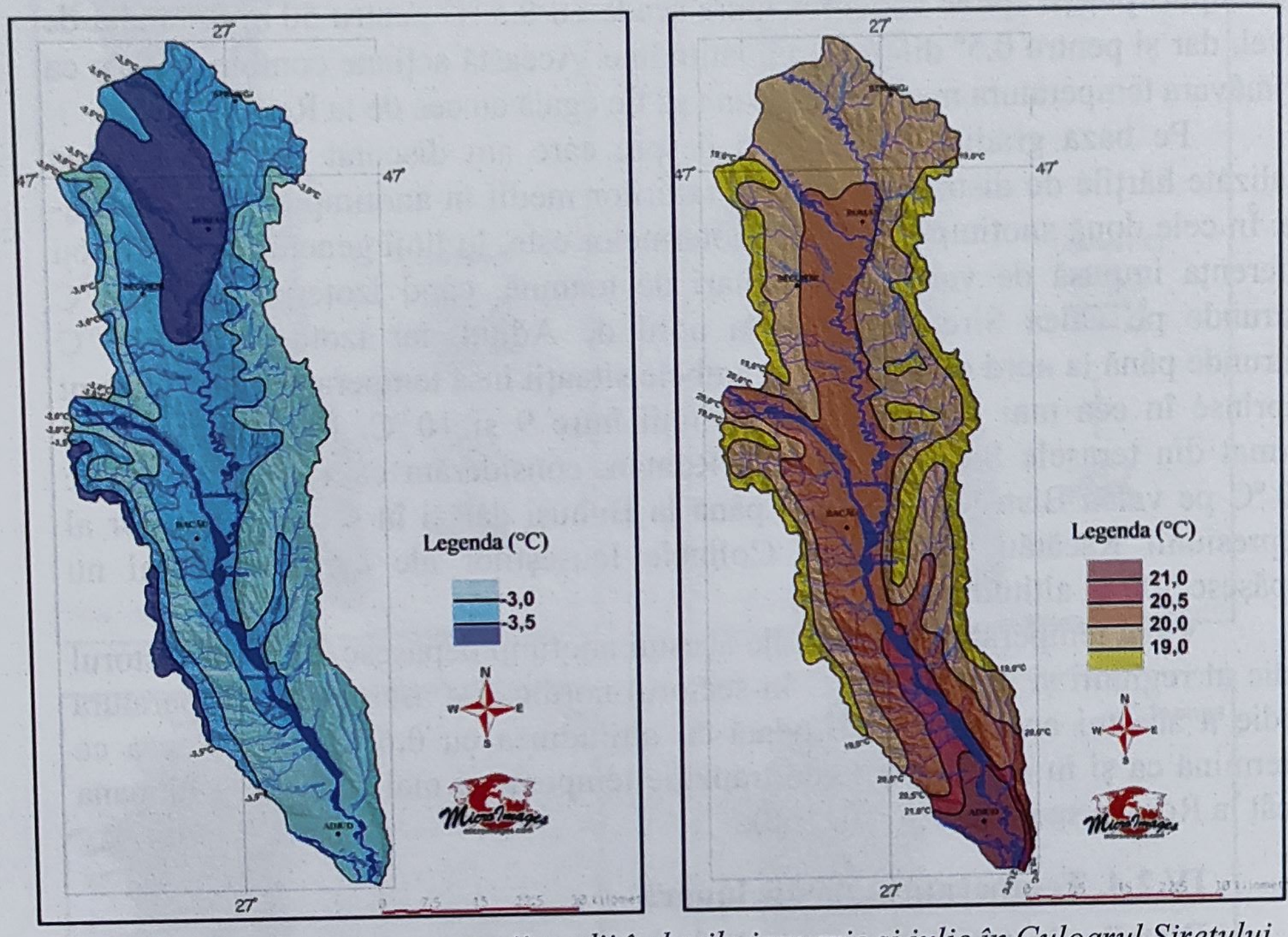


Fig. 57. *Distribuţia temperaturii medii în lunile ianuarie şi iulie în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Repartiţia ***temperaturii medii a lunii iulie*** (fig. 57) este marcată de un gradient termic vertical ridicat, estimat la 0,66 °C/100 m (Apostol, 1990). Astfel, în sudul regiunii temperatura medie depăşeşte 21,0 °C – în regiunea de confluenţă a Trotuşului cu Siretul – valori care sunt caracteristice Câmpiei Române. Regiunea aferentă sistemului de terase ale Siretului până la Roman, dar şi valea Bistriţei în cursul său aferent regiunii au temperaturi medii cuprinse între 20,0 °C şi 21,0 °C. În sectorul nordic, aferent Şeii Ruginoasa-Strunga şi văilor Siretului şi Moldovei la nord de Roman, temperatura scade sub 20,0 °C. Această distribuţie nu se depărtează foarte mult de cea din *Atlasul Climatologic al României* (1965), ceea ce subliniază o încălzire mai accentuată la nivelul lunilor de iarnă decât în cele ale semestrului cald. Gradientul termic ridicat face ca între 250-400 m temperaturile medii să fie cuprinse între 19-20 °C, fiind încadrate astfel acestui areal Colinele Icuşeştilor, Depresiunea Răcătău şi sectoarele inferioare ale afluenţilor de pe stânga Siretului, dar şi dealurile Podişului Piemonta sau

Culmea Pietricica. La altitudini mai mari, pe culmea interfluvială dintre Siret şi Bârlad temperatura medie scade sub 19,0 °C, la fel ca la înălţimile cele mai mari din masivele deluroase ale Podişului Piemontan şi în Culmea Pietricica la peste 550 m. Pe baza gradientului termic vertical apreciat la 1,5 °C/100 m rezultă că la înălţimile cele mai mari din Culmea Pietricica temperatura medie scade sub pragul de 18,0 °C.

IV.2.5. Temperatura medie zilnică şi orară

IV.2.5.1. Trecerea temperaturilor medii zilnice peste anumite praguri, durata intervalelor şi sumele de grade acumulate.

Aceşti parametri au fost calculaţi cu ajutorul histogramei temperaturilor medii lunare, plecând de la metoda de interpretare a acesteia de către Şeplevsky. Rezultatele obţinute pe baza unei perioade diferite de observaţie faţă de studiile realizate până în prezent (*Clima României*, vol. I, 1962, *Atlasul geografic al României*, 1972-1979, *Geografia României*, vol. I, 1983, *Clima României*, 2008) conduc la o serie de diferenţieri ce pot proveni din modificările calitative în evoluţia temperaturii aerului în ultimele două decenii.

Extinderea latitudinală a Culoarului Siretului reprezintă principalul factor în distribuţia spaţială a acestor parametri în cadrul regiunii. Trecerea temperaturilor medii zilnice peste pragul de 0 °C se produce între 23 februarie în sudul regiunii şi 2 martie în partea sa nordică, valori comparabile cu cele constatate în regiuni învecinate (Apostol, 2005), inversiunile de temperatură determinând o trecere multianuală sincronă prin acest prag în valea Siretului şi pe culmile învecinate (Sfîcă & Larion, 2007). La Plopana, pragul de 0 °C este depăşit cu o zi înainte faţă de Bacău (Erhan *et al.*, 1997).

Depăşirea pragului de 5 °C se realizează abia peste aproximativ o lună (25 martie la Adjud şi 30 martie la Roman), iar între acest moment şi depăşirea pragului de 10 °C sunt necesare numai 20 de zile (15 aprilie la Adjud şi 20 aprilie la Roman) ca urmare a producerii saltului termic de primăvară. Omogenitatea morfologică a văii Siretului determină ca depăşirea aceluiaşi prag termic să se realizeze cu o întârziere de cca 4-5 zile între extremitatea nordică şi cea sudică a regiunii. Pentru creşterea temperaturii de la 10 °C la 15 °C este necesară o lună de zile, acest din urmă prag fiind atins între 10 mai în sud de Adjud şi 15 mai la Roman. Atrage atenţia durata redusă între data de depăşire a acestui prag termic între Bacău şi Roman, ce poate fi pusă pe seama inerţiei termice pe care o induc lacurile de acumulare de pe cursul inferior al Bistriţei în regiunea oraşului Bacău, în combinaţie cu circulaţia locală de ansamblu de pe valea Bistriţei ce contribuie deopotrivă la o temperare saltului termic din timpul primăverii (Sfîcă & Larion, 2007).

Pragul termic de 18 °C este depăşit în cadrul regiunii între 1 iunie în sud, la Adjud, şi 10 iunie în nord la Roman, în timp ce pragul de 20 °C este depăşit în jurul datei de 15 iunie la Adjud şi abia peste o lună, pe 15 iulie la Roman. De

altfel, perioada cu temperaturi medii zilnice de peste 20 °C este foarte redusă, 65 de zile la Adjud şi mult mai redusă pe măsură ce înaintăm spre nord, temperatura medie a lunii iulie fiind de 20,0 °C la Roman (Sfîcă & Larion, 2007).

Temperaturile medii zilnice coboară sub 18,0 °C începând din a doua decadă a lunii august în nordul regiunii, la Roman (17 august) şi la începutul lunii septembrie în sudul regiunii, la Adjud (3 septembrie) ca expresie a contrastului termic marcant dintre nordul Câmpiei Române şi partea centrală a Podişului Moldovei. În acest interval sunt însumate 1919 °C în 95 de zile la Adjud, 1672 °C în 85 de zile la Bacău şi 1508 °C în numai 78 de zile la Roman (tab. 13).

Tabel 13. *Datele medii ale începutului şi sfârşitului intervalelor în care temperaturile medii zilnice depăşesc anumite praguri, durata medie (zile) a acestor intervale şi suma (°C) temperaturilor din intervalele respective: 1961-2005 (Sfîcă & Larion, 2007)*

	Adjud				**Bacău**				**Roman**			
	Interval		*Durata*	*Suma °C*	*Interval*		*Durata*	*Suma*	*Interval*		*Durata*	*Suma °C*
	Început	*Sfârşit*			*Început*	*Sfârşit*			*Început*	*Sfârşit*		
0 °C	23 II	11 XII	292	3664	27 II	9 XII	286	3510	2 III	6 XII	279	3418
5 °C	25 III	11 XI	232	3521	28 III	9 XI	227	3367	30 III	8 XI	224	3286
10 °C	15 IV	17 X	186	3169	18 IV	14 X	180	3007	20 IV	12 X	176	2897
15 °C	10 V	21 IX	135	2551	14 V	18 IX	128	2362	15 V	14 IX	123	2234
18 °C	1 VI	3 IX	95	1919	7 VI	31 VIII	85	1672	10 VI	17 VII	78	1508
20 °C	15 VI	18 VIII	65	1335	6 VII	4 VIII	29	588	15 VII	27 VII	3	60

Trecerea temperaturilor medii zilnice sub pragul de 15 °C se produce începând cu 14 septembrie la Roman, 18 septembrie la Bacău şi 21 septembrie la Adjud pe durata a 7 zile. Suma temperaturilor de peste 15 °C se ridică la 2234 °C în 123 de zile la Roman, 2362 °C în 128 de zile la Bacău şi 2551 °C în 135 de zile la Adjud. Acest interval este reprezentativ pentru anotimpul de vară, suprapunându-se pe cele 3 luni de vară, incluzând a III-a decadă a lunii mai şi primele două decade ale lunii septembrie, această decalare producându-se tot ca urmare a inerţiei termice în producerea temperaturii maxime lunare (Sfîcă & Larion, 2007).

Pragul de 10 °C pentru temperaturile medii zilnice este caracteristic semestrului cald, temperaturile coborând sub acest prag începând cu data de 12 octombrie la Roman, 14 octombrie la Bacău şi 17 octombrie la Adjud. În acest interval, numărul de zile cu temperatură medie mai mare de 10 °C este de 186 la Adjud, interval în care se acumulează 3169 °C, şi 176 la Roman, interval în care se acumulează 2897 °C. Aceste valori sunt deosebit de importante pentru că

reprezintă pragul temperaturilor biologic active, ce joacă rol direct în procesele ce se desfăşoară la nivelul ţesuturilor vegetale (Berbecel *et al.*, 1970). Comparativ cu regiunile învecinate, sumele de temperatură sunt mai ridicate în Culoarul Siretului decât în regiunile joase din Subcarpaţii Moldovei, cât şi faţă de cele din Podişul Bârladului, ceea ce explică diversitatea culturilor agricole din cadrul acestei regiuni (Sfîcă & Larion, 2007).

Coborârea temperaturilor medii zilnice sub pragul de 5 °C se produce la începutul lunii noiembrie, destul de rapid de la nord la sud între datele de 8 noiembrie la Roman şi 11 noiembrie la Adjud (Sfîcă & Larion, 2007).

Revenirea temperaturilor medii sub pragul de îngheţ se produce între 6 decembrie în nord şi 11 decembrie în sud, însumându-se în acest interval între 3418 °C în 279 zile la Roman şi 3664 °C în 292 zile la Adjud. Aceste valori sunt comparabile cu cele din regiunile învecinate (Sfîcă & Larion, 2007).

IV.2.5.2. Frecvenţa temperaturilor medii diurne

Pe baza valorilor medii zilnice ale temperaturii aerului în perioada 1991-2005 a fost calculată frecvenţa temperaturilor medii zilnice pe anumite intervale de temperatură. Durata de observaţie luată în calcul fiind destul de redusă, au fost stabilite intervale cumulate de câte 5 °C pentru o cât mai clară exprimare a diferenţelor dintre cele 3 staţii din Culoarul Siretului (tab. 14, tab. 15, tab. 16). Ecartul termic de ansamblu pe întreaga regiune este cuprins între −20 °C şi 29,9 °C, doar la Roman clasa −25 °C ÷ −20,1 °C este slab reprezentată în luna decembrie, aşa cum şi la Adjud o pondere redusă a temperaturilor este cuprinsă în intervalul 30 °C ÷ 34,9 °C, excepţii ce subliniază contrastul termic dintre sectorul sudic şi cel nordic al Culoarului Siretului.

Luna ianuarie este singura lună în care clasa dominantă de temperatură este cea a valorilor negative cuprinse între −5 ÷ −0,1 °C, ceea ce subliniază caracterul de cea mai rece lună din an în regiunea cercetată, ca de altfel pe întregul teritoriu al României. Relevant pentru diferenţierile din cadrul regiunii este şi faptul că temperaturile negative în luna ianuarie deţin o pondere ce depăşeşte 60% din totalul valorilor pentru această lună, cu o pondere mai ridicată în nord (67,5% la Roman) decât în sectorul central sudic (63,4% la Bacău şi 64,8% la Adjud). În celelalte luni ale anotimpului de iarnă ponderile temperaturilor medii zilnice negative sunt mai reduse decât în luna ianuarie, cu o pondere ce variază în jurul a 60% în luna decembrie (57,5% la Adjud, 59,4% la Bacău şi 62,3% la Roman) şi coboară sub 50% în luna februarie ca urmare a invaziilor mai frecvente de aer cald din această lună.

De altfel, la nivelul anotimpului de iarnă valorile temperaturii medii a aerului sunt negative în pondere de peste 50% în cadrul regiunii, cu valori procentuale de aproape 60% în sectorul nordic (59,6% la Roman, 56,1% la Bacău şi 55,7% la Roman). Aceste valori indică o discontinuitate termică remarcabilă între Bacău şi Roman, care indică apartenenţa acestui sector climatic la un domeniu termic mai rece în cadrul Moldovei. Şi în lunile reci ale anotimpurilor

de tranziţie, respectiv noiembrie şi martie, ponderea valorilor negative este apreciabilă, în jurul a 25% la Roman şi 20% la Adjud. Pe baza acestor date, ce exprimă şi caracteristicile termice ale ultimelor decenii, constatăm că temperaturile medii negative sunt posibile în intervalul noiembrie-martie în toată regiunea, dar în sectorul nordic sunt posibile şi în luna octombrie.

Tabel 14. *Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Adjud (1991-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
−30 ÷ −20,1												
−20 ÷ 10,1	4,7	5,4									1,6	7,8
−10 ÷ −0,1	60,4	39,4	19,6								18,3	49,7
0 ÷ 9,9	34,3	**54,7**	**71,1**	45,1	3,7				3,3	43,8	71,5	**42,3**
10 ÷ 19,9	0,6	0,5	9,3	**54,9**	80,8	48,4	22,3	35,7	89,8	**55,9**	8,6	0,2
20 ÷ 29,9					15,5	**51,6**	**77,4**	**64,3**	6,9	0,3		
30 ÷ 34,9							0,3					

Tabel 15. *Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Bacău (1991-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
−30 ÷ −20,1												
−20 ÷ 10,1	4,6	5,1									1,9	8,3
−10 ÷ −0,1	58,6	40,1	22,2							1,6	20,4	51,1
0 ÷ 9,9	36,1	**54,3**	**70,0**	46,4	4,4	0,2			6,0	47,0	**68,4**	**39,9**
10 ÷ 19,9	0,7	0,5	7,8	**53,6**	82,0	54,1	29,7	41,3	88,8	**50,5**	9,3	0,7
20 ÷ 29,9					13,6	45,7	**70,3**	**58,7**	5,2	0,9		
30 ÷ 34,9												

Tabel 16. *Frecvenţa temperaturilor medii diurne (%) la Roman (1991-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
−30 ÷ −20,1												**0,2**
−20 ÷ 10,1	6,4	5,7	0,3								2,0	8,3
−10 ÷ −0,1	61,1	43,4	26,2							2,4	22,6	53,8
0 ÷ 9,9	32,5	**50,1**	**67,7**	50,5	5,8	0,2			9,1	47,0	**67,8**	37,7
10 ÷ 19,9		0,8	5,8	**49,5**	82,8	64,9	37,7	52,5	**87,3**	**50,4**	7,6	
20 ÷ 29,9					11,4	34,9	**62,3**	47,5	3,6	0,2		
30 ÷ 34,9												

În timpul verii se remarcă dispersia mai redusă a temperaturilor medii pe clase de valori, temperaturile fiind concentrate în proporţie de peste 50% în clasa

de 20÷29,9 °C. Această confinare a temperaturilor medii diurne într-un ecart termic mult mai redus decât iarna este un rezultat al *consistenţei termice a verilor*, determinată de o dinamică atmosferică mai omogenă sub aspect termic, spre deosebire de iarnă, când predictibilitatea este mult mai redusă pe fondul dinamicii atmosferice variate şi a contrastantelor termice mai ridicate. Sunt subliniate prin aceste valori şi diferenţele termice în cadrul regiunii din timpul verii. Astfel, la Adjud, în toate cele 3 luni de vară clasa dominantă este cea de 20÷29,9 °C, la Bacău această clasă rămâne dominantă doar în lunile iulie şi august, iar la Roman doar în luna iulie. În aceeaşi logică a influenţei induse de latitudine scade şi ponderea valorilor de peste 25 °C în luna iulie de la 12,3% la Adjud la 6,5% la Roman. Remarcăm deopotrivă faptul că temperatura medie diurnă nu scade decât în condiţii excepţionale sub pragul de 10 °C în lunile de vară.

Saltul termic de primăvară este subliniat de saltul clasei de pondere maximă de la 0÷9,9 °C în martie la 10÷20,9 °C în aprilie, în timp ce saltul termic de toamnă este pus în evidenţă de un salt invers, dar atenuat ca urmare a inerţiei termice mai ridicate a semestrului cald, între lunile octombrie şi noiembrie. Lunile mai şi septembrie sunt similare sub aspectul distribuţiei ponderilor pe clase de frecvenţă, numai că ponderea cumulată a claselor de temperatură ridicată e mai mare în luna mai ca urmare a invaziilor mai frecvente ale aerului cald în această lună, dar şi pe fondul fluxului radiativ mai însemnat din apropierea solstiţiului de vară.

IV.2.5.3 Temperatura medie orară

Pentru analiza acestui parametru climatic au fost folosite observaţiile de la cele 4 termene climatologice din cadrul observaţiilor meteorologice la 4 staţii din Culoarul Siretului (Adjud, Bacău, Secuieni şi Roman).

Pentru staţiile Adjud, Bacău şi Roman au fost folosite observaţiile din perioada 1961-2002, după 2002 valorile orare de la cele 4 termene de observaţie nemaifiind redate în tabelele anuale TM-11 şi nici în cele lunare TM-1. Valorile de la Secuieni, disponibile pe intervalul 1964-1966 şi 1978-1998 au fost prelungite după cele de la Roman pe perioada de observaţie a acestei staţii. În lipsa datelor de la celelalte 20 de ore de observaţie nu putem decât presupune, conform studiilor climatice la nivelul României, că valoarea maximă diurnă se produce în intervalul orar 14-15, iar minimul din timpul zilei între orele 4-6 dimineaţa, înainte de răsăritul soarelui (*Geografia României*, vol. I, 1983).

Valorile maxime lunare se produc la toate termenele de observaţii climatice în luna iulie (tab. 17), cu menţiunea că la ora 13 diferenţa faţă de luna august este foarte redusă, fiind cuprinsă la cele 4 staţii meteorologice între 0,1 °C şi 0,3 °C. Putem spune în acest fel că amiezile lunilor iulie şi august sunt, în linii mari la fel de calde, însă răcirea mai puternică, pe fondul duratei mai reduse de strălucire a soarelui, din timpul nopţilor lunii august determină coborârea mediilor lunare pentru această lună. Astfel, temperaturile medii de la ora 7 din luna august sunt mai reduse cu cca 1,5 °C decât cele din iulie.

Tabel 17. *Media temperaturilor la orele de observaţii climatice (°C) în Culoarul Siretului (1961-2002)*

Staţia meteo	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
	Ora 1												
Adjud	−3,9	−2,2	1,4	7,3	12,2	15,5	17,1	16,7	13,0	7,8	2,9	−1,8	7,2
Bacău	−4,0	−2,4	1,4	7,1	12,0	15,2	16,7	16,2	12,4	7,5	2,7	−1,8	6,9
Roman	−4,7	−3,1	0,7	6,5	11,8	14,8	16,3	15,8	12,1	7,2	2,2	−2,3	6,5
Secuieni	−4,4	−3,7	0,4	6,3	11,5	14,9	16,1	15,6	11,9	7,2	0,9	−2,6	6,2
	Ora 7												
Adjud	−4,4	−3,1	0,5	7,0	13,3	17,1	18,5	17,1	12,3	6,7	2,0	−2,4	7,0
Bacău	−4,8	−3,3	0,2	6,7	12,8	16,6	18,0	16,4	11,6	6,2	1,9	−2,6	6,6
Roman	−5,4	−4,0	−0,3	6,3	12,7	16,3	17,5	16,0	11,2	6,0	1,4	−3,1	6,2
Secuieni	−5,1	−4,6	−0,7	5,7	12,1	16,1	17,1	15,6	10,9	5,9	0,0	−3,0	5,8
	Ora 13												
Adjud	−1,0	1,4	6,9	14,5	20,3	23,7	25,5	25,3	21,0	14,6	7,1	0,9	13,3
Bacău	−1,3	1,0	6,2	13,7	19,5	22,9	24,8	24,5	20,2	14,0	6,6	0,6	12,7
Roman	−1,9	0,6	5,9	13,5	19,3	22,5	24,2	24,1	19,7	13,9	6,2	0,1	12,3
Secuieni	−1,5	0,3	5,6	13,2	19,3	22,5	24,3	24,2	20,0	14,1	5,0	0,1	12,3
	Ora 19												
Adjud	−2,6	−0,4	4,8	11,9	17,7	21,2	22,9	21,9	16,9	10,6	4,5	−0,8	10,7
Bacău	−3,0	−0,8	4,3	11,5	17,3	20,6	22,3	21,4	16,3	10,3	4,1	−1,2	10,3
Roman	−3,6	−1,3	3,5	11,0	16,7	19,8	21,5	20,7	15,9	10,0	3,6	−1,8	9,7
Secuieni	−3,4	−2,1	3,2	10,7	16,7	20,2	21,9	20,9	16,0	9,9	2,0	−1,8	9,5

Valorile minime lunare se produc în luna ianuarie, singura lună în care temperaturile medii de la cele 4 termene de observaţii climatice se menţin negative. Ţinând cont că valorile de la ora 13 se menţin la sub −1,0 °C, este foarte posibil ca valorile să nu depăşească valoare de 0 °C la nici o oră din cele 24 ore de observaţie. În celelalte două luni de iarnă temperaturile de la ora 13 se menţin pozitive, fiind ma reduse în decembrie decât în februarie, chiar dacă în luna martie temperaturile se menţin negative în nordul regiunii, la Roman şi Secuieni.

În perioada corespunzătoare saltului termic de primăvară, putem spune, pe baza diferenţelor de la fiecare oră de la o zi la alta, că nopţile se încălzesc mai greu decât zilele ca urmare a răcirilor nocturne care sunt încă destul de accentuate. Similar, în perioada corespunzătoare saltului termic de toamnă nopţile se răcesc mai rapid decât zilele. Acest comportament termic determină o valoare

mai ridicată a amplitudinilor diurne pe parcursul anotimpurilor de tranziţie, în timp ce iarna valorile amplitudinii termice diurne sunt cele mai coborâte.

La nivel anual temperaturile medii de la ora 13 depăşesc 12,0 °C pe ansamblul regiunii şi chiar 13,0 °C la Adjud în timp ce valorile minime de la ora 7 scad de la 7 °C la Adjud la 5,8 °C la Secuieni.

IV.2.6. Temperaturi extreme medii

Dincolo de valorile medii – care nu pot contura decât o imagine generală asupra temperaturii aerului – limitele variabilităţii climatice sunt scoase în evidenţă prin parametri de dispersie, cei clasici, analizaţi în cele ce urmează, fiind temperaturile maxime şi minime medii.

IV.2.6.1. Temperatura maximă medie

Temperatura maximă medie este în general pozitivă în toate lunile anului, doar în nord, la Roman, temperatura maximă medie este negativă în ianuarie (tab. 18). Aceste valori sunt cu 4-5 °C mai ridicate decât valorile medii ale lunii ianuarie. Cele mai ridicate valori se înregistrează în iulie, ridicându-se la 26,0 °C în partea nordică a Culoarului Siretului şi peste 27,0 °C în partea central-sudică. Valorile acestui parametru sunt cu 6-7 °C mai ridicate decât valorile medii ale acestei luni. Ca expresie a variabilităţii temperaturii aerului, valorile lunare ale temperaturii maxime medii au ajuns la 6-7 °C în ianuarie, iar în iulie au depăşit 30 °C. Aceste valori extreme au fost înregistrate în ani particulari sub aspect climatic, cu predominare a condiţiilor de circulaţie atmosferică favorabilă producerii valurilor succesive de căldură.

Tabel 18. *Temperaturile maxime (M) şi minime (m) medii şi diferenţa (D) în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	**M**	1,0	3,5	8,8	16,5	22,4	25,8	27,7	27,3	22,7	16,5	8,7	2,8	15,2
	m	−6,1	−4,6	−0,8	4,7	10,0	13,6	15,3	14,6	10,5	5,3	0,8	−3,9	4,9
	D	7,1	8,1	9,6	11,7	12,0	11,9	12,2	12,4	12,4	11,2	7,9	6,4	20,1
Bacău	**M**	0,6	2,7	8,0	16,2	21,7	25,0	27,0	26,8	22,2	15,3	8,1	2,6	14,6
	m	−7,0	−5,4	−1,4	4,2	9,5	13,0	14,5	13,7	9,5	4,7	0,6	−4,1	4,3
	D	7,6	8,1	9,4	12,0	12,2	12,0	12,5	13,1	12,7	10,6	7,5	6,7	10,3
Secuieni	**M**	0,2	1,9	7,6	15,4	21,5	24,7	26,1	25,9	21,8	15,7	6,8	1,4	14,1
	m	−7,4	−6,5	−1,7	3,4	8,7	12,5	13,8	12,9	9,2	4,4	−0,9	−5,2	3,6
	D	7,6	8,4	9,3	12,0	12,8	12,2	12,3	13,0	12,7	11,4	7,7	6,7	10,5
Roman	**M**	−0,3	1,7	7,5	15,5	21,5	24,3	26,6	26,0	21,7	15,6	7,9	1,7	14,1
	m	−7,4	−6,2	−1,7	4,0	9,5	12,8	14,3	13,5	9,4	4,6	0,3	−4,9	3,8
	D	7,1	7,9	9,2	11,5	12,0	11,5	12,3	12,5	12,3	11,0	7,6	6,6	10,3

Perioada de observaţie – Adjud: 1956-2005; Bacău: 1944-2005; Secuieni: 1964-1966; 1978-1998; Roman: 1923-2005.

O altă particularitate a regimului termic în regiunea analizată este dată de faptul că, la nivel anual, cea mai ridicată temperatură maximă medie depăşeşte cu cca 8 °C temperatura medie anuală – dar numai cu 2-2,5 °C pe cea maximă medie lunară.

Valorile cele mai ridicate la nivel anual (17,6 °C la Adjud, 16,8 °C la Bacău, 16,3 °C la Secuieni-Roman, 16,1 °C la Roman) s-au înregistrat în 1994 la Roman şi Adjud (doar în luna septembrie a acestui an stabilindu-se o valoare record), în 1951 la Bacău (fără ca vreuna din lunile acestui an să deţină valoarea maximă absolută pe perioada de observaţie) şi 1990 la Secuieni-Roman (doar luna noiembrie a acestui an deţine valoarea maximă). Trebuie să remarcăm faptul că producerea în ani diferiţi a acestor valori la staţiile din regiune indică importanţa deosebită a factorului local şi a supafeţei active în producerea acestor valori extreme. În altă ordine de idei, înregistrarea celor mai ridicate valori de temperatură în ani în care nu s-au înregistrat la nivel lunar valori record, nu poate fi rezultatul unor condiţii sinoptice deosebite ce nu se resimt decât pe perioade scurte de timp, ci reprezintă răspunsul termic la condiţii particulare de ordin dinamic la nivel continental sau planetar. Astfel, în regiunea studiată anul 1983- cunoscut în istorie ca unul dintre cei mai importanţi ani El Nino – se înscrie printre anii cu cele mai ridicate valori ale temperaturii maxime medii.

Cele mai coborâte temperaturi maxime medii (13,6 °C la Adjud, 12,8 °C la Bacău, 12,7 °C la Secuieni-Roman şi 11,3 °C la Roman) s-au înregistrat în perioade mai vechi, precum anul 1942 la Roman, 1980 la Adjud şi Bacău şi 1965 la Secuieni-Roman.

IV.2.6.2. Temperatura minimă medie

Temperatura minimă medie (tab. 18) este negativă în intervalul decembrie-martie, în ianuarie valorile coborând până la −6,0 °C în sud şi până la −7,0 °C în nord, la Roman. Inerţia termică din anotimpul rece este pusă mult mai clar în evidenţă în cazul acestui parametru, în luna februarie valorile fiind cu 1-2 °C mai coborâte decât în luna decembrie, în ciuda duratei astronomice mai mari de strălucire a Soarelui. Diferenţele termice în cadrul regiunii sunt impuse de latitudine, în partea sudică valorile fiind cu 0,5-1 °C decât în extremitatea nordică în fiecare lună din an. Valorle maxime sunt atinse în luna iulie (15,3 °C la Adjud, 14,5 °C la Bacău, 13,8 °C la Secuieni şi 14,3 °C la Roman), fiind cu cca 5 °C mai reduse decât temperaturile medii anuale.

Valorile anuale cele mai coborâte s-au înregistrat la staţiile cu şir mai redus de observaţii în anul 1985 (3,2 °C la Adjud şi 1,8 °C la Secuieni-Roman), valoare determinată în mod evident de caracterul foarte friguros al lunilor de iarnă ale acestui an. În cazul staţiilor meteorologice cu o perioadă mai mare de observaţie apar ani din perioade mai vechi, precum 1954 (2,0 °C la Bacău) şi 1933 (1,8 °C la Roman). În cazul datelor de la Roman putem remarca faptul că într-o singură lună – noiembrie – valoarea cea mai coborâtă a temperaturii

minime s-a produs după 1990, celelalte valori record lunare datând din anii 1940-1960 ani cunoscuţi ca perioada cea mai rece a secolului XX. În iernile extrem de reci valorile medii cele mai coborâte au coborât în ianuarie până la −14,5 °C÷−16 °C, iar în timpul verilor reci acestea depăşesc cu puţin 10 °C în luna iulie.

Cele mai ridicate valori anuale ale temperaturii minime medii s-au înregistrat la toate staţiile după 1990 (6,2 °C în 1999 la Adjud, 5,7 °C în 2000 la Bacău, 6,3 la Secuieni în 1990 şi 5,5C în 1999 la Roman). Această concentrare a valorilor maxime în ultima perioadă constituie o confirmare a tendinţei de creştere a temperaturii în contextul actualelor schimbări climatice globale, cunoscut fiind faptul că această creştere globală a temperaturii este mai degrabă rezultatul unei tendinţe mai clare de creteştere a temperaturilor minime (IPCC, 2007). În anii cu ierni foarte calde temperaturile minime medii scad cu puţin sub 0 °C în ianuarie şi se apropie foarte mult de pragul nopţilor tropicale în timpul lunii iulie.

IV.2.7. Temperaturile maxime şi minime absolute, lunare şi anuale

Prin poziţia pe care o are în cadrul României, la exteriorul arcului carpatic şi prin caracteristicile morfologice pe care le deţine, Culoarul Siretului, ca unitate depresionară, se înscrie printre regiunile în interiorul cărora se resimt contraste termice foarte preonunţate ce sunt puse în evidenţă prin înregistrarea temperaturilor extreme foarte aproape de limitele absolute de variaţie din România.

Temperaturile maxime absolute lunare şi anuale (tab. 19). Extinderea latitudinală a regiunii analizate conduce la o diferenţiere majoră a momentului în care se produc temperaturile extreme în cadrul culoarului. În acest sens, în cazul temperaturilor maxime lunare, înregistrate în perioada 1960-2005, acestea se produc sincron la cele 3 staţii doar în cca 54% din cazuri. Valoarea este mai ridicată dacă sunt analizate staţiile două câte două, rezultând astfel un procent mai ridicat de sincronism la staţiile Bacău şi Roman la care temperaturile maxime lunare se produc în acelaşi timp în cca 58% din cazuri, în timp ce doar 48,1% din valori se produc sincron între Roman şi Adjud.

Tabel 19. *Temperatura maximă lunară absolută în Culoarul Siretului (1961-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Adjud	18,6	23,2	29,6	32,0	35,3	37,2	40,0	38,5	35,0	30,4	24,2	19,8
Bacău	18,2	22,4	29,6	29,8	35,2	35,7	39,6	38,8	35,8	34,6	26,6	18,7
Roman	15,6	21,5	26,0	30,1	35,7	36,0	37,6	38,2	36,0	36,5	27,8	18,6

În ceea ce priveşte luna producerii temperaturii maxime anuale aceasta se poate înregistra în intervalul mai-septembrie, dar ponderea cea mai ridicată este deţinută de lunile iulie şi august care deţin cumulat peste 80% din valorile maxime anuale la toate staţiile din culoar (fig. 58).

La Roman cele mai multe valori (52%) se produc în luna iulie ca şi la Adjud (43,1%) în timp ce la Bacău, pe fondul existenţei lacurilor de acumulare de pe cursul inferior al Bistriţei ce induc o inerţie în realizarea temperaturilor maxime anuale, luna august deţine ponderea cea mai ridicată (45,9%).

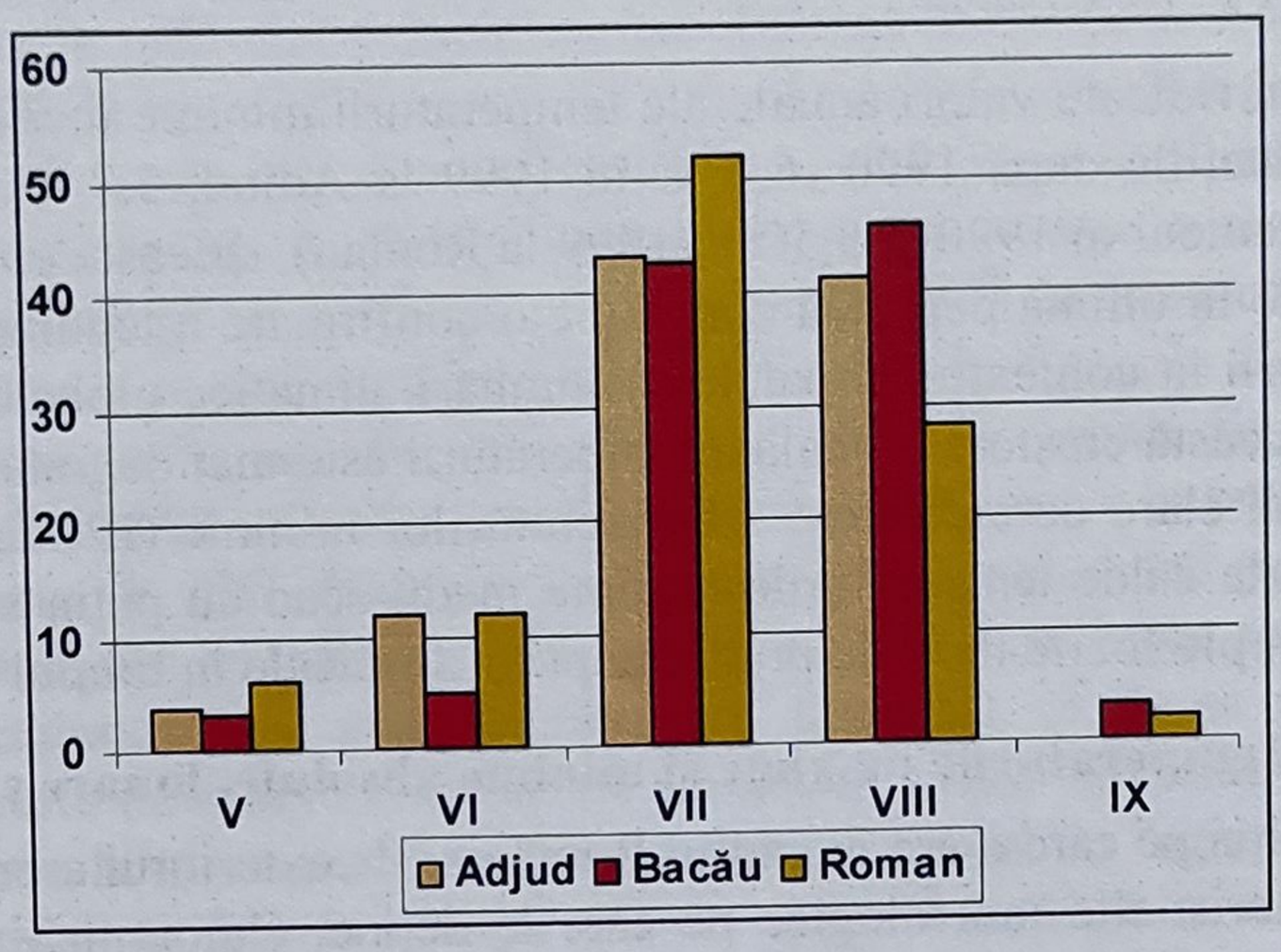


Fig. 58. *Frecvenţa lunară a producerii temperaturilor maxime anuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Temperaturile maxime anuale absolute depăşesc 35 °C până la altitudinea de 200 m (Strunga, 35,2 °C) şi ating în sectorul sudic al regiunii 40 °C (Adjud, 40,0 °C – 5.VII.2000). Temperaturile maxime absolute depăşesc 30 °C în intervalul aprilie-octombrie la Adjud şi Roman şi în intervalul mai-octombrie la Bacău şi Secuieni. De asemenea, producerea temperaturilor maxime de peste 30 °C este specifică şi sectoarelor mai înalte, astfel încât la Strunga acestea sunt posibile din mai până în octombrie.

Temperaturile maxime absolute au şanse mari să se producă în luna august, atunci când suprafaţa activă a acumulat o cantitate apreciabilă de căldură ce poate atenua răcirile radiative nocturne, astfel încât încălzirea determinată de insolaţie în timpul zilelor este mai accentuată. Totuşi, pe fondul unor încălziri masive aceste maxime absolute se pot produce şi în luna iulie, acest lucru fiind facilitat şi de durata mai mare de strălucire a soarelui.

Valorile de peste 15 °C ale temperaturilor maxime absolute pentru întreaga regiune, în luna cea mai rece a anului – ianuarie, exprimă caracterul contrastant al variaţiilor temperaturii aerului, indus în primul rând de condiţiile de circulaţie atmosferică la nivelul României, condiţii ce permit advecţia maselor de aer foarte cald în orice moment din an.

Cele mai reduse valori ale temperaturii maxime anuale se înscriu între 25-30 °C, fără să coboare sub 28 °C în lunile iulie şi august în întreaga regiune

analizată. Chiar şi în anii foarte friguroşi (1986, 1996 etc) temperaturile maxime au depăşit în lunile de iarnă pragul de 0 °C fiind înscrise între 0-5 °C.

Din punct de vedere sinoptic temperaturile maxime lunare se produc în condiţii anticiclonale şi de cuplaj baric, cu mase de aer ce pătrund dinspre S, SV în timp ce la nivelul de 500 hPa dominante sunt dorsalele de altitudine (Sfîcă, 2008).

Temperaturile minime absolute lunare şi anuale. Spre deosebire de temperaturile maxime, rata producerii sincrone a temperaturilor minime lunare este de cca 46%, ceea ce pune în evidenţă o influenţă mai ridicată a condiţiilor morfologice şi topografice asupra condiţiilor radiative decât în cazul temperaturilor maxime. Nu putem indica o regulă a producerii temperaturilor minime lunare, dar am putut constata că, de obicei, temperaturile minime se produc mai întâi la Roman, în nordul regiunii, apoi la Adjud şi abia în a treia zi şi la Bacău, tot ca urmare a inerţiei termice impuse în mod combinat de topoclimatul urban şi de influenţa lacurilor de acumulare.

În ceea ce priveşte frecvenţa lunară a realizării temperaturii minime anuale aceste valori se pot înregistra din luna noiembrie până în luna martie (fig. 59). Cu toate acestea, luna ianuarie deţine ponderea cea mai ridicată ce oscilează de la 35,3% la Adjud până la 50% la Roman. Creşterea ponderii lunii ianuarie de la sud spre nord reprezintă o expresie a asprimii climatice a acestei luni în partea de nord a regiunii. De asemenea, luna februarie se înscrie în plan secund, peste luna decembrie ca efect al inerţiei termice ce se resimte în cazul răcirii emisferei nordice, şi chiar a regiunii continentale, aceeaşi cauză conducând la o pondere semnificativă a lunii martie în concentrarea temperaturilor minime (cca 5% din cazuri).

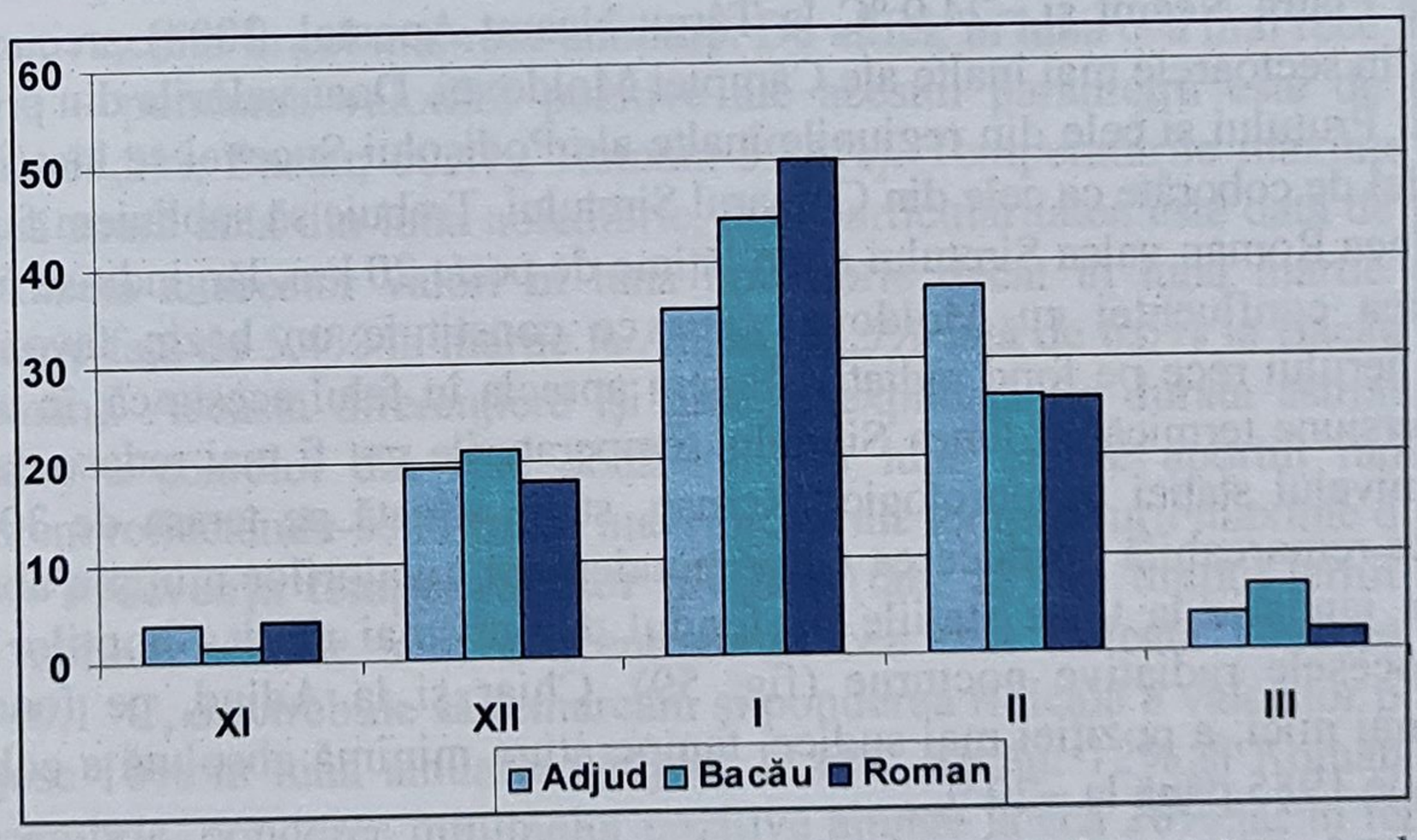


Fig. 59. *Frecvenţa lunară (%) a producerii temperaturilor minime anuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Temperaturile minime anuale absolute. În intervalul septembrie-mai temperaturile minime absolute sunt negative, caracteristică regăsită la cele mai multe staţii meteorologice situate la exteriorul arcului carpatic, o expresie a caracteristicilor de excesivitate climatică specifice Culoarului Siretului.

Valorile absolute coboară până la −32,7 °C la Roman (tab. 20), ceea ce reprezintă una dintre valorile cele mai reduse din Moldova – prin raportare la altitudinea staţiilor meteorologice – înregistrată pe 18.I.1963, iar cea mai ridicată minimă absolută a fost înregistrată la Strunga (−26,3 °C pe 16.I.1985). Această caracteristică a văii Siretului a fost remarcată de timpuriu (Andrei, 1937), valoarea de −35,0 °C de la Pănceşti – Dragomireşti fiind menţionată ca cea mai redusă din arealul subcarpatic. Aceste valori pun în evidenţă intensitatea inversiunilor termice care se produc în arealul Culoarului Siretului, inversiuni ce conduc la un contrast termic apreciabil între zona joasă de terase a văii Siretului şi culmile interfluviale din jur. Factorul local se suprapune peste situarea regiunii în calea advecţiilor reci continentale la exteriorul Carpaţilor (Bacinschi *et al.*, 1986).

Tabel 20. *Temperatura minimă lunară absolută în Culoarul Siretului (1961-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Adjud	−29,0	−25,6	−21,6	−5,5	−0,2	1,9	8,0	5,2	−4,9	−8,0	−23,0	−24,0
Bacău	−30,8	−32,5	−21,5	−11,3	−1,8	−1,0	6,0	4,7	−4,5	−8,2	−21,4	−27,8
Roman	−32,7	−32,2	−24,0	−11,8	−2,8	1,2	6,5	3,8	−6,1	−8,6	−25,4	−28,6

În context regional, aşa cum s-a discutat mai sus, putem menţiona că valorile minime absolute de la Roman sunt printre cele mai reduse din Moldova, fiind mai reduse decât cele din aria Subcarpaţilor Moldovei (−29,6 °C la Târgu Ocna, −28,6 °C la Piatra Neamţ şi −24,9 °C la Târgu Neamţ-Apostol, 2004) precum şi decât cele din sectoarele mai înalte ale Câmpiei Moldovei. Doar valorile din proximitatea văii Prutului şi cele din regiunile înalte ale Podişului Sucevei se înscriu la niveluri la fel de coborâte ca cele din Culoarul Siretului. Trebuie să subliniem faptul că în secţiunea Roman valea Siretului are o lăţime de peste 20 km, lărgindu-se mult în apropierea confluenţei cu Moldova, ceea ce constituie un bazin favorabil acumulării aerului rece pe fond radiativ. Putem aprecia în felul acesta că, în condiţii de inversiune termică, în lunca Siretului temperaturile pot fi mai reduse decât cele de la nivelul staţiei meteorologice Roman, staţie situată pe terasa de 30 m.

Este remarcabilă producerea cu preponderenţă a valorilor minime absolute în luna ianuarie la toate staţiile pe fondul duratei mai mari a nopţilor ce întăresc procesele radiative nocturne (fig. 59). Chiar şi la Adjud, pe fondul latitudinii mai mici, a poziţiei mai sudice, temperatura minimă absolută a coborât în ianuarie 1985 până la −29 °C.

În luna iulie, cea mai caldă din an, temperaturile minime absolute coboară până la 6 °C la Bacău, 6,5 °C la Roman, 7 °C la Secuieni-Roman şi

Strunga şi 8 °C la Adjud. Valorile mai reduse de la Bacău, acolo unde temperatura minimă absolută chiar din luna iunie a coborât sub 0 °C (până la −1 °C), nu pot fi explicate decât pe fond advectiv. Explicaţia producerii constă în pătrunderea aerului rece din sectorul subcarpatic şi carpatic în lungul văii Bistriţei.

În cazul lunilor ianuarie foarte calde, temperaturile minime nu au coborât sub −10 °C (−5,1 °C la Adjud în 1984, −6,6 °C la Bacău în 1994, −7,5 °C la Secuieni în 1994 şi −2,6 °C la Roman în 1983), cu toate acestea cele mai ridicate temperaturi minime lunare coboară sub 0 °C în intervalul noiembrie-martie, mai puţin la Bacău, unde în noiembrie acest parametru este pozitiv, consecinţă directă a existenţei lacurilor de acumulare de pe Bistriţa inferioară, lacuri ce pot atenua – prin eliberarea progresivă a căldurii acumulate în semestrul rece – răcirile radiative nocturne.

Din punct de vedere sinoptic temperaturile minime lunare se produc în general în condiţii anticiclonale, cu mase de aer ce pătrund dominant pe direcţie nordică în condiţiile dominanţei unor talveguri reci de altitudine (Sfică, 2008).

Pentru o analiză cantitativă mai detaliată a acestor parametri termici deosebit de sugestivi pentru descrierea climatică a regiunii am calculat şi **frecvenţa temperaturilor minime şi maxime** pe clase de temperatură pornind de la valorile diurne ale acestor parametri, la cele trei staţii meteorologice reprezentative – Adjud, Bacău şi Roman pentru perioada 1991-2005. Interpretarea rezultatelor acestei analize trebuie să aibă în vedere că această perioadă se înscrie ca cea mai caldă de la începutul observaţiilor instrumentale.

Frecvenţa temperaturilor maxime diurne (tab. 21)**.** În privinţa acestor valori în anotimpul de iarnă, pentru întreaga regiune, clasa de valori cu fercvenţa cea mai ridicată este cea de 0÷4,9 °C, ceea ce subliniază incidenţa ridicată a valorilor pozitive chiar în cel mai rece anotimp. De altfel, în luna cea mai rece a anului – ianuarie – ponderea valorilor pozitive ale acestui parametru este de cca 60% (Adjud: 63,2%, Bacău; 60,4%, Roman: 59,4%). Temperaturile maxime negative încep să apară abia din luna noiembrie, însă particularitatea este dată de ponderea mai ridicată a acestor valori în luna noiembrie decât în luna martie (7,8% în noiembrie faţă de 5,4% în martie la Adjud, 10,5% faţă de 6,5% la Bacău şi 12,4% la Roman). Această diferenţiere îşi găseşte explicaţia în durata astronomică de strălucire a soarelui din cele două luni, în luna martie aportul radiativ mai consistent reflectându-se în valori mai ridicate ale temperaturii maxime diurne.

Frecvenţa temperaturilor minime (tab. 22). În timpul iernii temperaturile minime diurne sunt concentrate în cea mai ridicată pondere în clasa −5 ÷ −0,1 °C, dar trebuie să remarcăm şi ponderea ridicată a valorilor pozitive ce depăşesc 10% în luna ianuarie (Adjud: 13,6%, Bacău: 12% şi Roman: 11,8%). În decembrie, ponderea minimelor pozitive ajunge la cca 20% iar în februarie la aproximativ 25%. Prin raportarea la studii similare referitoare la Câmpia Moldovei (Mihăilă, 2006), realizate însă pe o perioadă diferită de observaţie (1988-1998), Culoarul Siretului se apropie mai mult de caracteristicile părţii de

nord a câmpiei, valorile pentru întreg culoarul fiind mai degrabă asemănătoare celor de la Darabani (12,5% minime pozitive în ianuarie) decât celor de la Iaşi (16,5%). Această situaţie poate fi indusă parţial de perioada diferită de observaţie, dar poate reprezenta şi un indiciu al favorabilităţii Culoarului Siretului pentru răcirile radiative din timpul iernii, ceea ce induce regiunii un caracter de azonalitate termică în perioada rece a anului.

Tabel 21. *Frecvenţa temperaturilor maxime zilnice (%) la Bacău (1991-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
−20 ÷ −15,1												0,2
−15 ÷ −10,1	0,2	0,5										1,4
−10 ÷ −5,1	10,4	5,8									2,6	9,7
−5 ÷ −0,1	29,0	14,4	6,5								7,9	23,3
0 ÷ 4,9	**35,0**	**33,8**	20,7	0,7						2,5	19,3	**38,7**
5 ÷ 9,9	19,6	24,0	**27,4**	10,0	0,9				0,5	14,3	**31,2**	19,6
10 ÷ 14,9	5,1	16,7	25,8	22,2	5,3	0,5			7,6	26,5	29,8	6,5
15 ÷ 19,9	0,7	4,5	14,7	**38,2**	20,0	6,7	1,8	2,8	26,4	**34,1**	8,1	0,7
20 ÷ 24,9		0,3	4,6	24,0	**41,2**	34,0	18,7	20,0	**44,5**	17,3	1,2	
25 ÷ 29,9			0,2	4,7	27,6	**42,1**	**52,3**	**52,3**	19,3	5,3		
30 ÷ 34,9				0,2	4,8	16,4	26,5	22,6	1,7			
35 ÷ 39,9						0,2	0,7	2,3				
40 ÷ 44,5												

Tabel 22. *Frecvenţa temperaturilor minime zilnice (%) la Bacău (1991-2005)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
−35÷−30,1												
−30÷−25,1												
−25÷−20,1	0,2	0,8									0,2	1,4
−20 ÷ −15,1	5,1	4,5	0,9								1,7	5,1
−15 ÷ −10,1	14,7	9,8	2,5								1,7	10,8
−10 ÷ −5,1	28,1	19,4	9,0	0,2						0,7	9,5	23,5
−5 ÷ −0,1	**39,9**	**39,1**	**41,7**	8,6	0,5				0,2	13,1	29,8	**38,5**
0 ÷ 4,9	11,1	23,7	36,6	**44,3**	7,4				7,6	29,3	**37,9**	18,9
5 ÷ 9,9	0,9	2,3	8,3	38,3	**43,8**	10,5	3,9	9,2	39,5	**43,5**	17,9	1,8
10 ÷ 14,9		0,3	0,9	8,6	43,3	**58,1**	35,5	**47,5**	**46,7**	10,1	1,4	
15 ÷ 19,9					5,1	31,4	**58,3**	42,4	6,0	3,0		
20 ÷ 24,9							2,3	0,9		0,2		

Aceeaşi similitudine este valabilă şi pentru celelalte luni de iarnă. Diferenţierile termice în cadrul regiunii sunt bine scoase în evidenţă prin ponderea temperaturilor minime sub −10 °C (pragul termic atribuit nopţilor geroase) ce creşte – valoare mediată la nivelul întregului anotimp – de la 14,7% la Adjud la 19,8% la Roman (17,4% la Bacău).

La nivelul lunilor de primăvară, trebuie să remarcăm în primul rând că sub aspectul frecvenţei temperaturilor minime diurne luna martie se apropie de caracteristicile unei luni de iarnă, distribuţia valorilor pe clase de temperatură fiind similară cu cea din lunile anotimpului rece. Astfel, peste 50% din aceste valori sunt negative (51.6% la Adjud, 54,1% la Bacău şi 54,2% la Roman). Schimbările calitative în distribuţia frecvenţelor apar din reducerea ponderii temperaturilor sub −10 °C şi creşterea ponderii clasei de 0÷4,9 °C. Saltul termic de primăvară iese în evidenţă prin predominarea valorilor pozitive şi printr-o distribuţie mai redusă pe clase de temperatură. Astfel, dacă în martie temperaturile minime se extind de la −20 °C până la 15 °C (7 clase) în aprilie acestea se extind de la −5 °C la 15 °C (numai 4 clase).

Vara se caracterizează printr-o distribuţie restrânsă pe clase de valori şi prin predominarea netă a valorilor cuprinse între 10-20 °C, cele două clase reunind 80-90% din totalul valorilor înregistrate în această perioadă. De asemenea, palierul termic specific nopţilor tropicale (temperatură minimă de 20 °C) este atins în principal în luna iulie (4,3% la Adjud, 2,3% la Bacău şi 1,7% la Roman), într-o măsură mai redusă în august iar la Adjud acestea au apărut sporadic în iunie, ba chiar şi în septembrie.

Această realitate, chiar dacă este susţinută de valori procentuale foarte reduse, constituie un argument important pentru delimitarea în cadrul culoarului Siretului a două sectoare termice – unul în sud la contactul cu Câmpia Română ce se extinde însă şi în piemontul Pânceştilor în care particularităţile termice sunt cele ale regiunii de câmpie şi un sector nordic între Bacău şi Roman în care caracteristicile termice sunt cele specifice regiunilor de podiş din cadrul Moldovei. În acest context, credem că limita între aceste două sectoare termice o constituie aşa-numită poartă de la Răcăciuni care se interpune ca un obstacol în dinamica locală a maselor de aer şi implicit în omogenizarea trăsăturilor termice ale întregii regiuni.

Toamna, frecvenţa temperaturilor minime diurne prezintă caracteristici de distribuţie similare primăverii, cu anumite diferenţieri ce se impun şi ca particularităţi termice în cadrul Culoarului Siretului. Astfel, în luna septembrie, chiar dacă sporadic, apar temperaturi minime negative, particularitate cu o deosebită relevanţă pentru aprecierea aspectelor de risc climatic implicate de temperaturile minime. De altfel, ponderea temperaturilor minime negative depăşeşte deja 10% în cursul lunii octombrie (Adjud – 10,9%, Bacău – 13,8%, Roman – 12,3%), ceea ce – ţinând cont şi de caracteristicile lunii aprilie – restrânge perioada lipsită de risc de îngheţ la intervalul mai-septembrie. În luna noiembrie remarcăm

deja ponderea însemnată a valorilor caracteristice nopţilor geroase (2,8% la Adjud, 3,6% la Bacău şi 4,2% la Roman) însă, comparativ cu luna martie, pe fondul inerţiei termice specifice acestui anotimp clasa termică cel mai bine reprezentată este cea a temperaturilor pozitive, de 0÷4,9 °C.

IV.2.8. Frecvenţa zilelor cu temperaturi caracteristice

Nopţi geroase (temperatura minimă ≤ −10 °C). Influenţa latitudinii este determinantă în distribuţia numărului mediu anual de nopţi geroase care creşte de la 16,6 la Adjud la 23,3 la Roman, creştere comparabilă celei înregistrate în Subcarpaţii Moldovei, 18,2 la Târgu Ocna şi 23,1 la Târgu Neamţ (Apostol, 2004). De altfel, valorile de la Roman şi de la Târgu Neamţ se înscriu printre cele mai ridicate valori din Moldova extracarpatică, fiind mai ridicate decât cele din Câmpia Moldovei (Mihăilă, 2006).

Distribuţia numărului mediu anual de nopţi geroase nu mai respectă însă regula creşterii frecvenţei odată cu creşterea altitudinii. Astfel, la Plopana numărul de nopţi geroase este mai redus decât la Bacău, iar la Roman şi Secuieni, pe terasele superioare ale Siretului numărul de nopţi geroase este mult mai redus decât pe culmile interfluviale învecinate (tab. 23).

Tabel 23. *Numărul mediu lunar şi anual de nopţi geroase în Culoarul Siretului (Sfică, 2007)*

Staţia meteorologică		XI	XII	I	II	III	Anual
Adjud	1955-2005	0,6	3,6	6,5	4,6	1,1	16,6
Bacău	1955-2005	0,8	4,5	8,2	5,7	1,5	20,6
	1971-1999	1,1	4,1	7,3	5,5	1,5	19,5
Plopana	1964-1999	0,8	3,7	6,7	4,8	1,1	17,1
Roman	1955-2005	0,8	5,9	8,6	6,1	1,9	23,3
	1980-1999	1,5	5,6	9	6,4	1,9	24,5
Strunga	1980-1999	1,7	5,1	8,8	6,3	1,8	23,8
Secuieni	1980-1999	2,0	6,3	10,0	7,7	2,4	28,3

Această distribuţie altitudinală atipică modelului distribuţiei temperaturii în altitudine marchează rolul pe care îl are valea Siretului în stabilizarea maselor de aer, stratificarea termică rezultată determinând creşterea numărului de nopţi geroase pe terasele inferioare ale Siretului faţă de culmile deluroase învecinate. Nopţile geroase se pot produce în intervalul noiembrie-martie, dar în luna ianuarie concentrează peste 30% din numărul mediu anual (Sfică, 2007).

Zile de iarnă (temperatură maximă ≤ 0 °C). Intervalul decembrie-februarie este cel mai favorabil producerii zilelor de iarnă, concentrând peste 85% din numărul mediu anual, însă acestea sunt posibile din octombrie până în aprilie (tab. 24). Remarcăm faptul că nord-estul României reprezintă regiunea cu

cea mai mare frecvenţă a acestor zile, cu excepţia regiunii carpatice. Culoarul Siretului se înscrie, prin dispunerea sa generală nord-sud, în creşterea progresivă a frecvenţei acestor zile în estul României (*Clima României*, 2008) de la 32,2 zile de iarnă la Adjud la 40,5 zile la Roman. Valorile medii anuale sunt comparabile cu cele înregistrate în Subcarpaţii Moldovei (Apostol, 2004) remarcându-se faptul că la Adjud, la altitudini mai reduse zilele de iarnă au o frecvenţă uşor mai ridicată decât la Târgu Ocna (30,5 zile de iarnă).

Tabel 24. *Numărul mediu lunar şi anual de zile de iarnă în Culoarul Siretului (Sfică, 2007)*

Staţia meteorologică		X	XI	XII	I	II	III	IV	Anual
Adjud	1955-2005	0,0	1,6	7,8	12,5	7,6	2,5	0,1	32,2
Bacău	1955-2005	0,2	2,2	9,2	13,7	8,5	2,9	0,1	36,7
	1964-1999	-	2,6	8,8	13,4	8,5	2,9	-	36,1
Plopana	1964-1999	0,1	2,8	8,9	13,4	9,8	4,0	-	38,9
Roman	1955-2005	0,0	2,7	10,3	14,0	9,8	3,7	0,0	40,5
	1980-1999	-	4,2	11,3	14,2	10,1	3,4	-	43,3
Strunga	1980-1999	0,1	4,8	11,6	14,7	10,3	3,6	-	45,1
Secuieni	1980-1999	-	4,1	11,7	14,3	10,4	3,1	-	43,6

Tabel 25. *Numărul mediu lunar de zile de îngheţ în Culoarul Siretului (Sfică, 2007)*

Staţia meteorologică		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Anual
Adjud	1955-2005	0,1	3,7	12,0	23,8	27,8	21,8	16,9	2,9	-	109,0
Bacău	1955-2005	0,1	4,4	13,5	24,2	28,0	22,3	18,4	3,5	0,1	114,5
	1964-1999	0,1	4,8	15,2	25,4	28,4	23,2	18,3	2,9	0,1	118,5
Plopana	1964-1999	0,1	3,0	14,1	24,7	28,0	22,7	17,4	2,2	-	112,3
Roman	1955-2005	0,1	4,0	14,2	24,8	28,5	23,5	18,7	3,3	0,1	117,2
	1980-1999	-	4,4	18,9	27,6	29,4	25,4	20,3	3,2	0,1	129,3
Strunga	1980-1999	-	3,7	18,4	29,8	28,9	24,8	20,9	3,3	0,1	129,9
Secuieni	1980-1999	0,1	5,3	19,8	28,5	30,0	26,1	21,9	5,1	0,3	137,1

Spre deosebire de nopţile geroase, dar şi de zilele de îngheţ, zilele de iarnă au o frecvenţă constant mai ridicată la staţiile meteorologice de la altitudine decât cele din valea Siretului, ceea ce subliniază faptul că temperaturile maxime se menţin sub 0 °C nu doar în condiţii radiative ci doar în situaţia unor invazii masive de mase de aer polar continental sau arctic (Sfică, 2007).

Zile de îngheţ (temperatura minimă ≤ 0 °C). Prin poziţia geografică pe care o are la estul Carpaţilor Orientali, prin dispunerea favorabilă faţă de condiţiile de circulaţie nordică, dar şi prin morfologia favorabilă producerii inversiunilor

radiative, Culoarul Siretului potenţează producerea temperaturilor negative astfel încât, în medie, cca 30% din zilele anului sunt zile de îngheţ (Sfîcă, 2007). Intervalul favorabil apariţiei zilelor de îngheţ se extinde din septembrie până în mai, însă 90% din aceste zile se produc în intervalul noiembrie-martie (tab. 25).

În valori absolute, frecvenţa zilelor de îngheţ în Culoarul Siretului este mai redusă decât în cadrul Câmpiei Moldovei (Mihăilă, 2006) şi comparabilă celei din Subcarpaţii Moldovei (Apostol, 2004), dar raportul cu altitudinea scoate în evidenţă valori mai reduse la staţiile din valea Siretului (0,47 la Târgu Ocna faţă de 1,07 la Adjud, 0,33 la Piatra Neamţ faţă de 0,62 la Bacău şi 0,31 la Târgu Neamţ faţă de 0,54 la Roman). Aceste valori sunt comparabile cu cele din cadrul Câmpiei Moldovei, ceea ce subliniază că în partea de nord-est a ţării noastre regiunile cele mai joase, printre care şi Culoarul Siretului, sunt cele în care asprimea iernii este cea mai accentuată (Sfîcă, 2007).

Zile de vară (temperatură maximă ≥ 25 °C). Zilele de vară se pot produce în intervalul martie-noiembrie, însă 75% din aceste cazuri sunt cumulate în intervalul iunie-august, luni cu o frecvenţă aproape similară, cumulând peste 55% din valorile medii anuale (tab. 26). Numărul de zile de vară scade de la sud la nord (81,4 zile de vară la Adjud până la 68,5 zile de vară la Roman) dar într-o măsură mult mai redusă decât în regiunile învecinate, situaţie favorizată de deschiderea şi morfologia plană a văii Siretului (Sfîcă, 2007).

Tabel 26. *Numărul mediu lunar de zile de vară în Culoarul Siretului (Sfîcă, 2007)*

Staţia meteorologică		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Anual
Adjud	1955-2005	0,1	1,7	9,4	17,0	23,7	22,4	10,9	1,3	-	81,4
Bacău	1955-2005	0,1	1,5	7,5	15,4	21,5	20,3	7,9	0,9	0,1	75,2
	1964-1999	0,2	1,5	7,4	15,4	21,2	20,4	7,4	0,9	0,0	74,5
Plopana	1964-1999	0,0	0,6	5,1	12,3	17,7	16,8	5,9	0,8	0,0	59,2
Roman	1955-2005	0,1	1,2	7,4	14,3	19,1	18,3	7,2	1,0	0,0	68,5
	1980-1999	0,1	1,1	7,9	14,2	20,5	20,6	7,2	1,1	0,0	72,7
Strunga	1980-1999	-	0,9	7,2	13,6	20,1	19,9	6,8	0,9	-	69,5
Secuieni	1980-1999	0,3	1,2	9,4	15,3	21,3	21,6	8,2	1,1	-	78,4

În ceea ce priveşte distribuţia altitudinală, staţiile de altitudine au un număr mai redus de zile de vară decât cele din lungul Siretului. Putem spune în această idee că gradul de excesivitate termică e mai ridicat în valea Siretului acolo unde se înregistrează atât un număr ridicat de zile de vară, cât şi un număr mai ridicat de zile de îngheţ şi nopţi geroase decât în regiunile înalte înconjurătoare. De asemenea, numărul de zile de vară este mai ridicat la staţiile localizate în condiţii de adăpost. Astfel, la Secuieni numărul mai ridicat de zile de vară este cu 6 zile mai mare decât la Roman, diferenţa altitudinală existentă între cele

două staţii neputând explica aceste valori. Explicaţia acestei diferenţieri poate consta în poziţia staţiei Roman faţă de valea Moldovei, în timp ce staţia de la Secuieni este situată la adăpost de curenţii de aer rece ce se concentrează pe cursul inferior al Moldovei în apropierea confluenţei cu Siretul (Sfîcă, 2007).

Zilele tropicale (temperatură maximă ≥ 30 °C). Faţă de valorile indicate cartografic în *Clima României*, 1962, valorile pe care le-am obţinut pe baza unei perioade recente sunt cu mult mai reduse (22,3 zile tropicale la Adjud faţă de cca 30 de zile tropicale pentru perioada de referinţă folosită în *Clima României* şi 11,9 faţă de cca 20 zile tropicale la Roman). Aceste valori ar putea fi explicate parţial prin schimbarea amplasamentului multor staţii meteorologice din Moldova după 1960 (Sfîcă, 2007).

Intervalul favorabil pentru producerea acestor zile este cuprins între mai şi septembrie dar, în sectorul central-sudic al culoarului, aceste zile se pot produce, sporadic, şi în aprilie, octombrie sau chiar noiembrie. Valoarea medie de la Roman constituie o abatere similară ca în cazul parametrului analizat anterior. Lunile iulie şi august sunt cele mai comune luni pentru producerea temperaturilor maxime de peste 30 °C (tab. 27).

Faţă de ceilalţi parametri ai temperaturii caracteristice, scăderea numărului de zile tropicale cu altitudinea este mult mai accentuată (9,2 zile tropicale la Plopana faţă de 21,0 zile tropicale la Bacău, situaţie comparabilă cu cea din nord, unde la Strunga se înregistrează anual 11,6 zile tropicale la Strunga faţă de 16,6 zile tropicale la Secuieni).

Tabel 27. *Numărul mediu anual şi lunar de zile tropicale în Culoarul Siretului (Sfîcă, 2007)*

Staţia meteorologică		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Anual
Adjud	1955-2005	0,0	1,3	4,3	8,5	7,6	1,1	0	0	22,3
Bacău	1955-2005	0,2	1,4	3,7	7,0	5,9	1,2	0	0,1	19,5
	1964-1999	0,3	1,3	3,7	7,4	6,6	1,8	0,0	-	21,0
Plopana	1964-1999	-	0,2	1,1	3,4	3,8	0,7	0,0	-	9,2
Roman	1955-2005	-	0,8	2,4	4,3	3,8	0,7	-	-	11,9
	1980-1999	-	0,5	1,7	4,2	4,5	1,1	-	-	12,0
Strunga	1980-1999	-	0,3	1,8	4,9	3,6	0,9	0,1	-	11,6
Secuieni	1980-1999	-	0,7	2,9	5,4	6,4	1,3	-	-	16,6

Nopţile tropicale (temperatură minimă ≥ 20 °C). Chiar dacă sunt sporadice, înregistrându-se mai puţin de o noapte tropicală pe an aceste cazuri sunt posibile, mai ales în lunile iulie şi august. Totuşi, sectorul nordic al Culoarului Siretului reprezintă limita posibilităţii de atingere a acestui prag termic în nopţile de vară în România, aşa cum o indică şi cele mai vechi lucrări pe această temă (Stoenescu & Ţepeş, 1969).

Tabel 28. *Numărul de nopţi tropicale în Culoarul Siretului (Sfică, 2007)*

Staţia meteorologică		VI	VII	VIII	Anual
Adjud	1955-2005	0,1	0,8	0,3	1,2
Bacău	1955-2005	-	0,3	0,1	0,4
	1964-1999	-	0,3	0,1	0,4
Plopana	1964-1999	0,0	0,4	0,2	0,7
Roman	1955-2005	-	0,1	0,1	0,2
	1980-1999	-	-	0,1	0,1
Strunga	1980-1999	0,1	0,4	0,1	0,6
Secuieni	1980-1999	0,1	-	0,1	0,2

IV.2.9. Diferenţe termice altitudinale

Din cele observate mai sus poate fi remarcată influenţa ridicată a caracteristicilor morfometrice şi morfologice ale Culoarului Siretului asupra particularităţilor termice ale regiunii. În acest sens, a fost realizată o analiză mai detaliată asupra gradienţilor termici verticali în cadrul regiunii, dorind să scoatem în evidenţă aspecte legate de relaţia dintre temperatură şi altitudine. Pentru analiza gradienţilor verticali de temperatură în cadrul regiunii au fost comparate datele de temperatură de la mai multe perechi de staţii meteorologice situate în condiţii latitudinale similare, dar la altitudini diferite.

La **nivelul troposferei inferioare,** această analiză a fost efectuată prin compararea datelor de observaţie de la orele de observaţie locale 02, 08, 14 şi 20 de la Bacău şi Ceahlău-Toaca pentru perioada 1998-2007. Analiza a fost realizată numai pentru luna ianuarie, atunci când stratificarea termică stabilă are frecvenţa cea mai ridicată în regiunea ţării noastre. Atât datele orare, cât şi cele medii diurne au fost comparate, pe baza diferenţei de temperatură dintre cele două staţii meteorologice putând fi apreciate valorile gradienţilor termici verticali. Datele obţinute subliniază particularităţile distribuţiei temperaturii aerului în troposfera inferioară în partea de est a României.

Din analiza orară rezultă că în luna ianuarie, la ***ora 08,*** valorile înregistrate la Bacău sunt mai reduse decât cele de la Ceahlău-Toaca în 25% din cazuri (fig. 60). Această pondere ridicată exprimă intensitatea inversiunilor termice în semestrul rece la scară troposferică, în regiunea sinoptică a României, ca urmare a instalării maselor de aer polar continentale care se caracterizează prin inversiuni termice intense în primele sute de metri de la sol. În acelaşi timp şi situaţiile cu un gradient termic mare pe verticală au o pondere ridicată, diferenţele >10 °C având o pondere de cca 15%. Aceste diferenţe apar în condiţii în care instalarea unor nori stratiformi pe valea Siretului blochează pierderea radiativă din timpul nopţii la Bacău, în timp ce la altitudine temperaturile scad accentuat. Situaţiile de stabilitate atmosferică accentuată sunt asociate cu pierderile radiative din timpul nopţii, diferenţele negative de temperatură dintre Bacău şi Ceahlău-Toaca

având ponderea cea mai ridicată – de peste 20% – în cazul observaţiilor de la ora 02. Cu toate acestea, intensitatea maximă a inversiunilor de temperatură este cea mai ridicată în momentul pierderii radiative maxime ce se produce înainte de răsăritul soarelui.

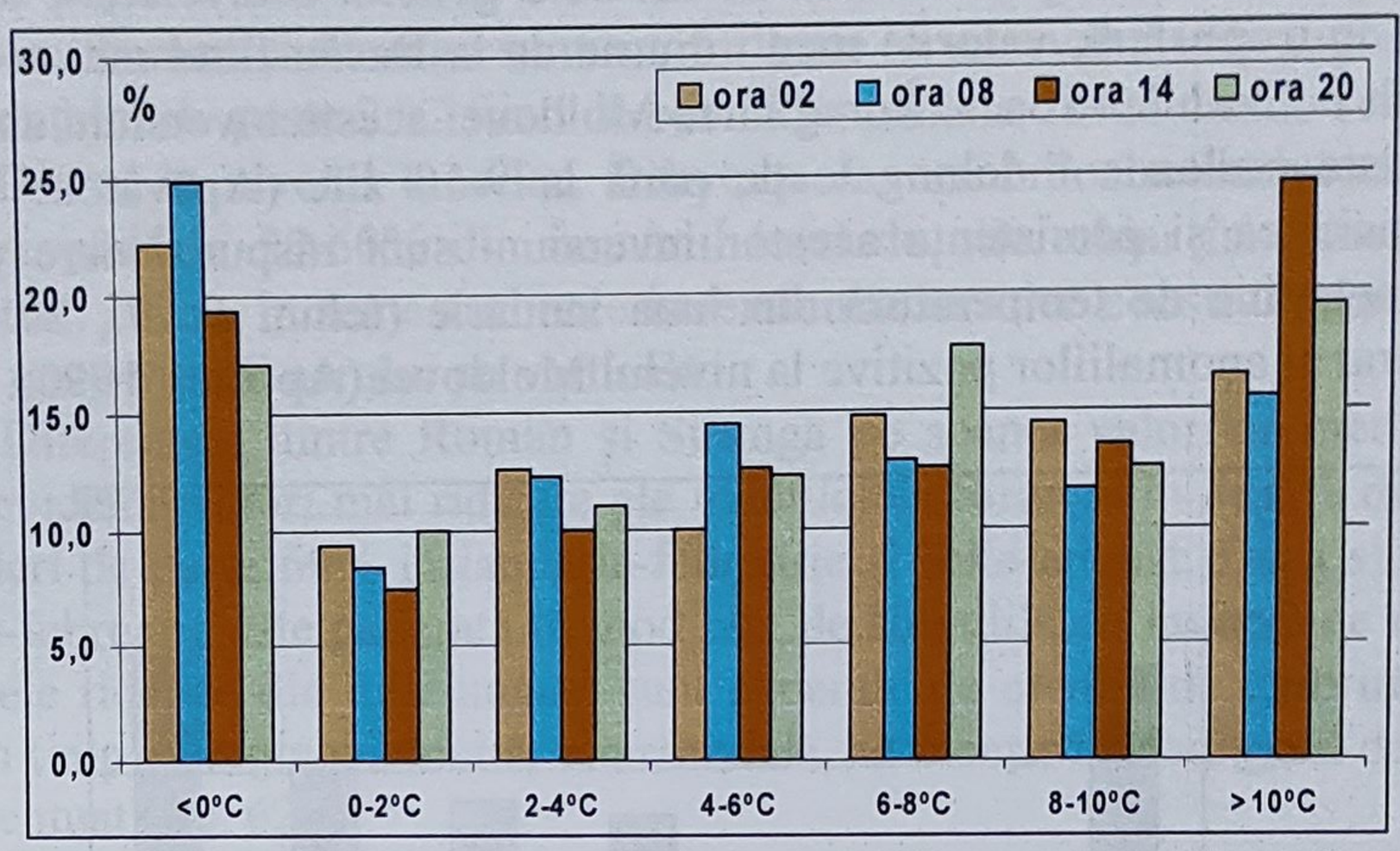


Fig. 60. *Frecvenţa diferenţelor de temperatură la termenele climatologice de observaţie între Bacău şi Ceahlău-Toaca în luna ianuarie (1998-2007)*

La ***ora 12*** frecvenţa cea mai ridicată o deţin diferenţele de peste 10 °C, acestea ridicându-se la cca 25% din numărul total de cazuri, ele fiind asociate situaţiilor sinoptice de advecţie rece intensă, răcirile masive resimţindu-se în primul rând la altitudini ridicate. Cu toate acestea, gradienţii ce indică inversiuni termice troposferice au în continuare o frecvenţă ridicată – cca 20% –, ceea ce reprezintă un indiciu al frecvenţei maselor de aer caracterizate prin inversiuni termice la suprafaţa terestră, inversiuni ce nu pot fi distruse prin încălzirea radiativă din timpul zilei.

Stratificarea termică cea mai instabilă este specifică ***orei 20,*** atunci când ponderea inversiunilor termice se reduce până la 15%, dominante fiind clasele diferenţelor de peste 6 °C, care însumează cumulat peste 50% din valorile la nivel lunar.

La nivelul valorilor medii zilnice (fig. 61) iese în evidenţă ponderea ridicată a inversiunilor termice care deţin o pondere de 18,7% din totalul cazurilor. Trebuie să precizăm că această frecvenţă nu poate fi generalizată pentru tot intervalul altitudinal intermediar dintre Bacău şi Ceahlău-Toaca. Putem intui că aceste situaţii apar în conexiune cu inversiuni termice localizate strict la nivelul Culoarului Siretului sau cu inversiuni generate de invazia unor mase de aer arctice sau polar continentale.

Prima situaţie este generată de instalarea unor nori stratiformi numai pe Culoarul Siretului în condiţii de stabilitate atmosferică, plafonul acestora

situându-se la 400-500 m altitudine, formaţiuni noroase ce menţin temperaturile mai coborâte la staţiile din lungul văii Siretului (Sfîcă, 2010). A doua situaţie este generată de mase de aer arctic sau temperat continental în timpul iernii care sunt caracterizate sinoptic prin inversiuni termice accentuate în troposfera inferioară. Aceasta a fost situaţia în intervalul 25-30 ianuarie 2006 când România s-a aflat sub influenţa unei astfel de mase de aer ce a generat o inversiune termică generalizată în troposferă, valorile medii diurne de la Bacău fiind mai coborâte cu 5 °C decât la Ceahlău-Toaca. În regiunea Moldovei aceste inversiuni absolute pot să persiste perioade îndelungate de până la 9-10 zile (Apăvăloae *et al.*, 1987). Intensitatea şi persistenţa acestor inversiuni sunt răspunzătoare pentru anomaliile negative de temperatură din luna ianuarie (Ichim *et al.*, 2015) pe fondul general al anomaliilor pozitive la nivelul Moldovei (Apostol, 1990).

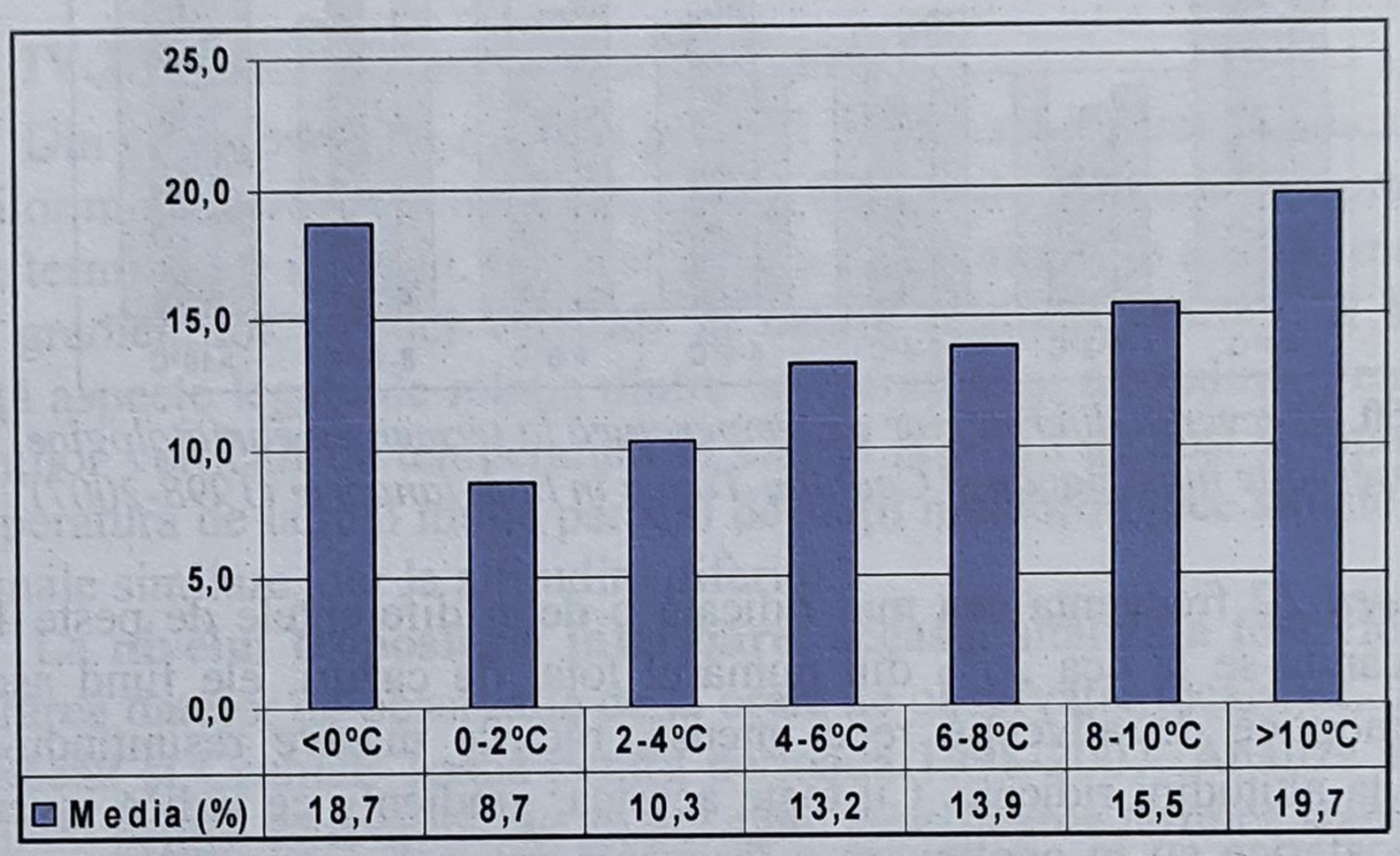


Fig. 61. *Frecvenţa diferenţelor de temperatură medie dintre Bacău şi Ceahlău-Toaca în luna ianuarie (1998-2007)*

Dincolo de importanţa şi de interesul faţă de situaţiile de inversiune termică, diferenţele > 10 °C sunt dominante şi marchează perioadele în care se produce schimbul de mase de aer la nivelul troposferei, la nivelul culmilor montane carpatice atât încălzirile, cât şi răcirile se resimt mai repede în timp ce în regiunile joase inerţia maselor de aer este mai mare în special în condiţii de adăpost orografic, aşa cum se înâmplă şi în Culoarul Siretului.

Pentru analiza gradienţilor termici verticali la **scară locală** au fost analizaţi gradienţii termici verticali între terasele Siretului şi culmile interfluviale înconjurătoare. În acest sens, au fost analizate două profiluri transversale, unul din sectorul nordic al Culoarului Siretului, între Roman (216 m – staţie situată pe terasele de confluenţă Bistriţa-Siret) şi Strunga (295 m – staţie situată pe interfluviul Siret-Prut), şi altul în sectorul central al regiunii, între Bacău (208 m – pe

terasele de confluenţă Bistriţa-Siret) şi Plopana (274 m – situată în apropierea interfluvial Siret-Bârlad).

Pentru primul profil transversal au fost comparate valorile temperaturii diurne medii, maxime şi minime înre Roman şi Strunga pe intervalul comun de observaţie cuprins între 1991 şi 1998. La nivel anual (fig. 62) diferenţele termice lunare între Roman şi Strunga sunt mai ridicate în intervalul mai-august, ponderea diferenţelor de peste 2 °C fiind de cca 15%, până la 20% în iunie şi august.

Diurn, la nivelul luncilor, frecvenţa inversiunilor radiative este foarte mare, ajungând la 55-60% din numărul total de zile, chiar în semestrul cald (Apăvăloae, 1975), în semestrul rece inversiunile termice constituind regula distribuţiei temperaturii aerului pe verticală.

Diferenţele dintre Roman şi Strunga pe seama valorilor medii zilnice scot în evidenţă valori mai ridicate ale mediilor la Strunga în 38,1% din cazuri, cu ponderi de peste 60% în ianuarie-februarie şi iulie-august. Dacă situaţia din ianuarie-februarie este generată în mod clar de situaţiile de inversiune radiativă, diferenţele ridicate din iulie-august sunt generate de efectul de umbrire a zonei joase, în timp ce regiunea înaltă, interfluvială, se menţine cu un grad de însorire mai accentuat (fig. 62).

Remarcăm de asemenea că pe baza valorilor minime diurne inversiunile deţin o pondere de 74,8% la nivel anual, cu o evoluţie lunară a ponderii similară cu cea discutată în cazul temperaturilor medii.

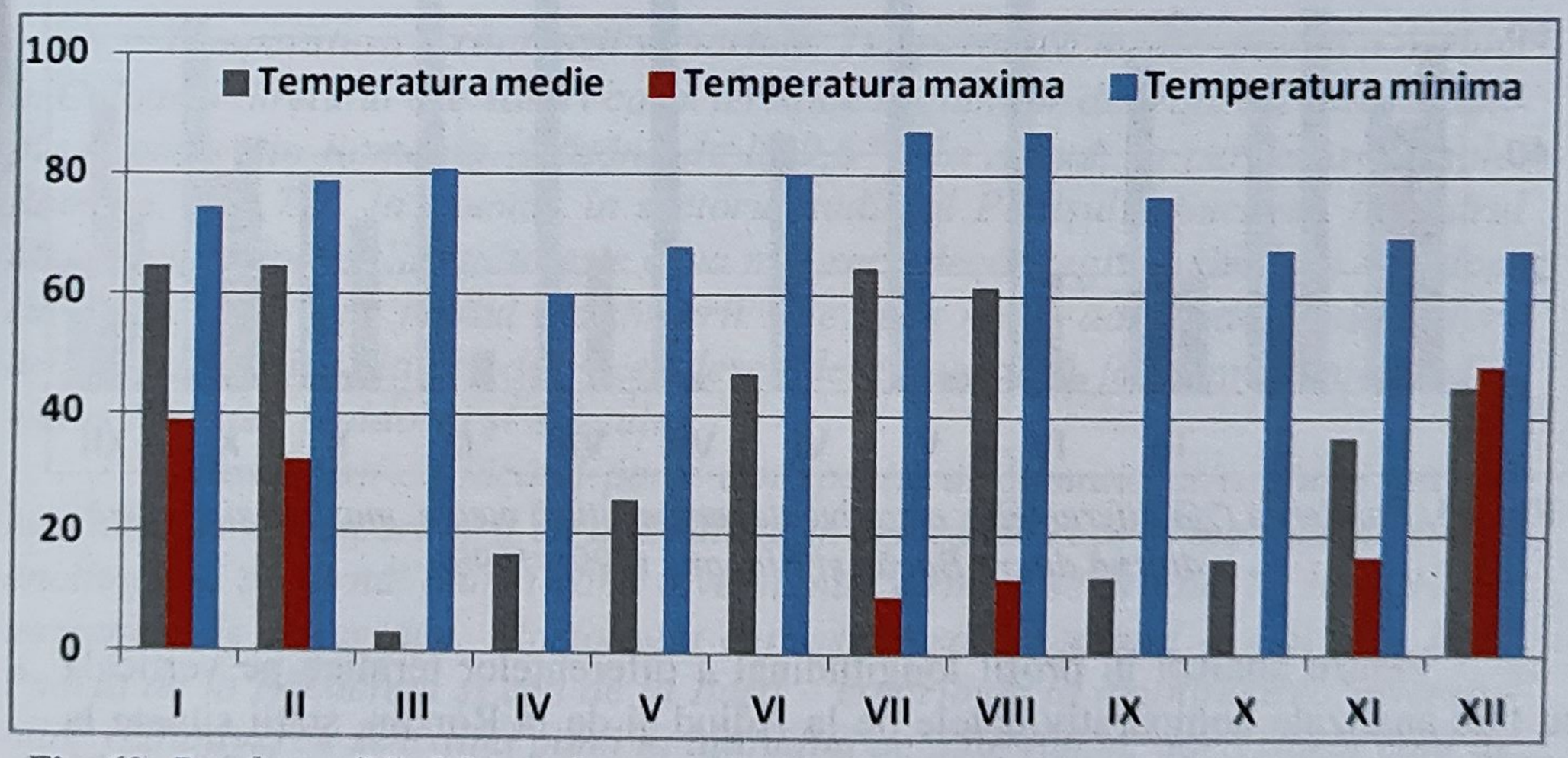


Fig. 62. *Ponderea (%) diferenţelor negative de temperatură medie, maximă şi minimă diurnă între Roman şi Strunga (1991-1998)*

În cazul valorilor maxime diurne condiţiile de inversiune se mai păstrează doar în 17,5% din numărul total de zile din an, cazurile fiind concentrate aproape în exclusivitate în perioada rece a anului, în intervalul decembrie-februarie în peste 30% din zile temperaturile maxime de la Strunga fiind mai

ridicate decât cele de la Roman. Practic, acestea sunt situaţiile în care inversiunile se propagă pe tot parcursul zilei.

Valorile mai reduse ale diferenţelor de temperatură dintre cele două staţii din lunile de toamnă comparativ cu cele ale altor luni din an sunt legate de frecvenţa mai ridicată a inversiunilor radiative din acest anotimp, pe fondul contrastului termic diurn accentuat şi a valorilor ridicate ale umezelii relative, ceea ce conduce şi la o frecvenţă ridicată a ceţurilor radiative (Malberg, 2002).

În partea centrală a regiunii, între Bacău şi Plopana (fig. 63), diferenţele specifice inversiunilor sunt ceva mai atenuate, diferenţele dintre cele două staţii pe baza mediei sunt negative în 23,1% din zilele anului, cu frecvenţa maximă în ianuarie şi februarie, când ponderea diferenţelor negative depăşeşte 60%. Pe baza valorilor maxime diurne ponderea diferenţelor negative, ce indică inversiunile de temperatură, este de 17,5%, ca şi în sectorul nordic, majoritatea cazurilor sunt concentrate în intervalul noiembrie-aprilie. Spre deosebire de acestea, în funcţie de valorile minime inversiunile au o frecvenţă de 59,2%, mai redusă decât în nordul regiunii, pe fondul altitudinilor mai reduse ale celor două staţii luate în considerare.

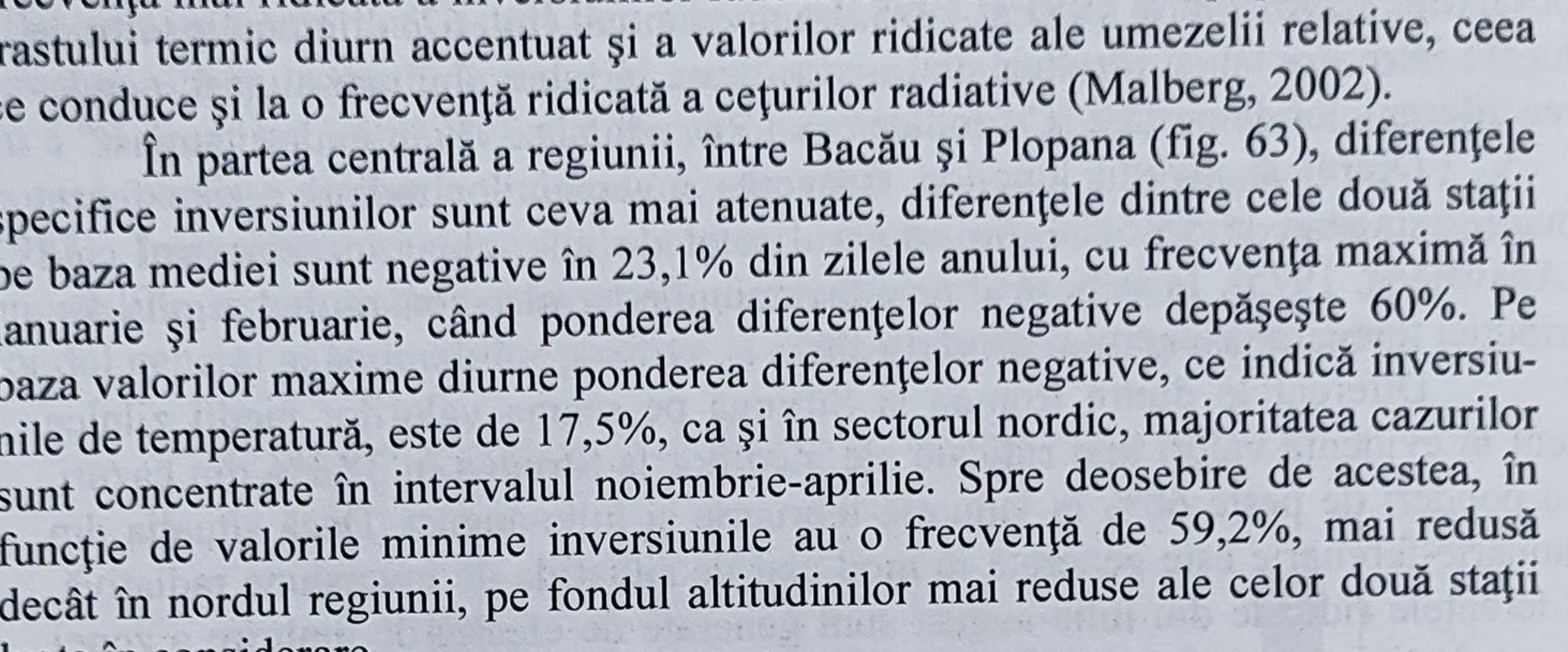


Fig. 63. *Ponderea (%) diferenţelor negative de temperatură medie, maximă şi minimă diurnă dintre Bacău şi Plopana (1991-1998)*

Pentru analiza în profil longitudinal a diferenţelor termice pe verticală au fost analizate comparativ datele de la Adjud şi de la Roman, staţii situate la 100 m, respectiv 216 m altitudine pentru perioada perioada comună 1961-2002 (fig. 64).

Această comparaţie nu poate fi interpretată ca un gradient termic vertical efectiv, ci mai degrabă ca rezultat al diferenţelor termice induse de condiţii meteo-sinoptice particulare. Ponderea mai ridicată a gradienţilor negativi la sfârşitul toamnei poate fi explicată prin umiditatea relativă mai ridicată din

sectorul sudic – posibila influenţă dată de lacurile de acumulare de pe Siret – şi ceţurile frecvente ce se instalează în Culoarul Siretului la sud de Poarta de la Răcăciuni. Se poate constata şi faptul că în anotimpurile de tranziţie diferenţele de temperatură dintre cele două staţii sunt mai reduse, ca urmare a intervenţiei aceloraşi factori uniformizatori sub aspect termic: ceaţa şi norii stratiformi a căror frecvenţă creşte în aceste perioade (Sfîcă, 2010).

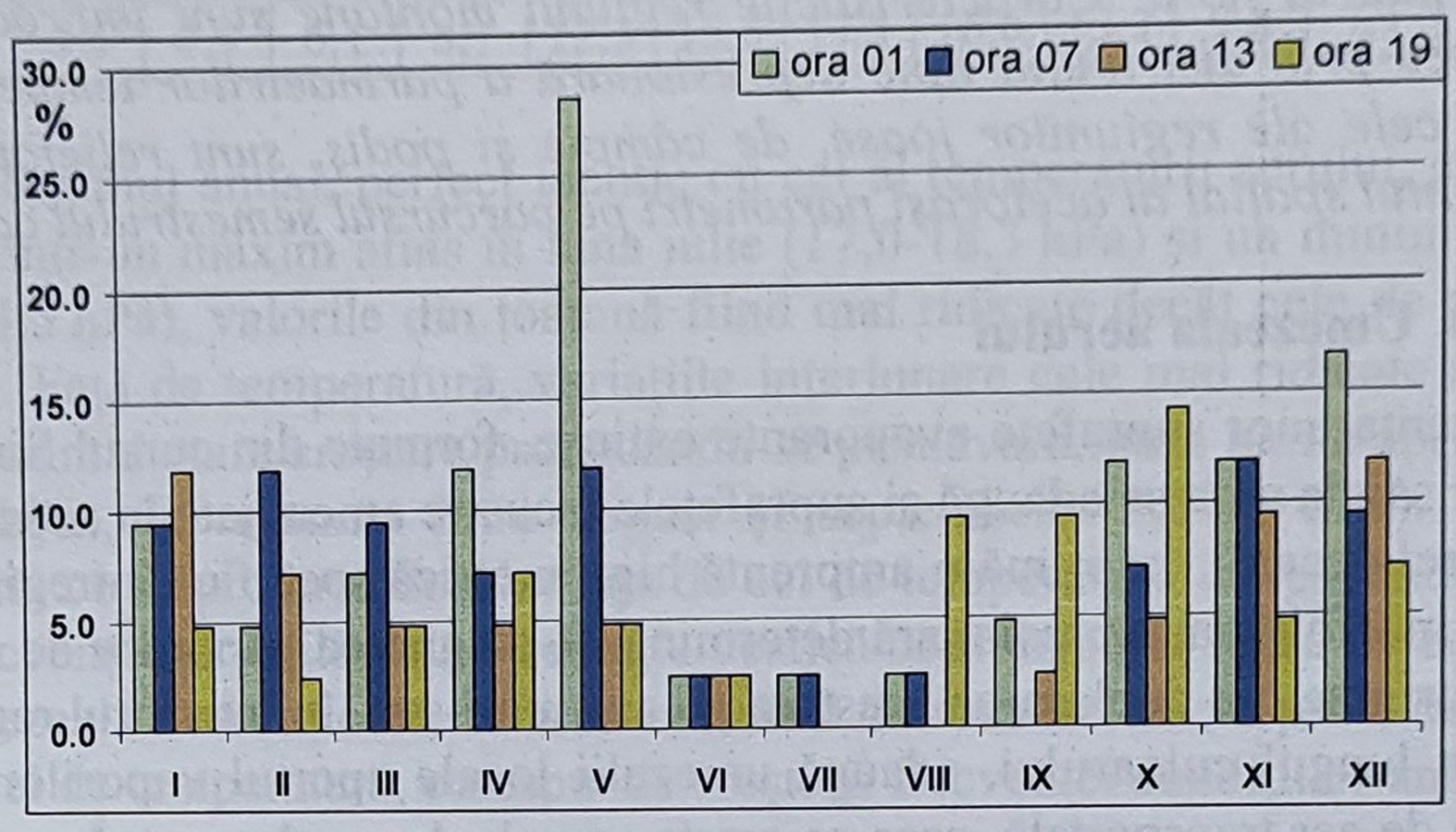


Fig. 64. *Ponderea lunară a gradienţilor termici verticali negativi la termenele de observaţie climatică între Adjud şi Roman*

***Temperatura – concluzii sectoriale**. Temperatura medie anuală a aerului în Culoarul Siretului are valori caracteristice regiunilor de tranziţie dintre câmpie şi podiş din România, scăzând de la 9,6 °C la Adjud, la periferia Câmpiei Române, la 8,7 °C la Roman, în sectorul sudic al Podişului Sucevei. În cadrul Moldovei, Culoarul Siretului este ceva mai rece decât regiuni similare – Culoarul Bârladului – pe fondul deschiderii sale spre nord, dar şi deschiderii spre aria subcarpatică, la fel de rece, deschidere realizată facil prin intermediul văilor Bistriţei, Moldovei şi Siretului.*

Considerăm ca făcând parte din specificul climatic al regiunii perturbarea scăderii temperaturii cu altitudinea în semestrul rece şi mai ales în lunile anotimpului de iarnă, atunci când inversiunile termice se produc la 20-30% din termenele de observaţie. Morfologia depresionară a regiunii – mai ales între Poarta de la Răcăciuni şi cea de la Iteşti – contribuie la amplificarea inversiunilor radiative, ce se extind până la altitudini de 350-400 m, dacă ţinem cont de limita superioară de dezvoltare a norilor stratiformi ce iau naştere în astfel de condiţii. Aceste particularităţi conduc la o configuraţie apropiată de cea specifică regiunilor depresionare a izotermelor lunilor de iarnă şi chiar a celor anuale.

Aspectele precizate mai sus se reflectă şi în carcteristicile altor parametri ai temperaturii, precum amplitudinea termică, temperaturile extreme, numărul de zile cu temperaturi caracteristice. Astfel, amplitudinea termică

anuală depăşeşte 23 ° în lunca Siretului şi se menţine la 21-22 ° la nivelul culmilor interfluviale. Deopotrivă, temperaturile minime absolute au scăzut la sub −30 °C în sectorul jos al regiunii şi la numai −25 °C la altitudini de 350-400 m.

Numărul de nopţi geroase şi numărul de zile cu îngheţ este mai ridicat în acelaşi sector jos, depresionar, faţă de regiunile mai înalte din apropiere.

Putem spune că, sub aspect termic, Culoarul Siretului reprezintă o regiune de tranziţie între munţi şi dealuri de la vest la est şi între câmpie şi podiş de la sud la nord. Caracteristicile regiunii montane sunt îmbrăcate în semestrul rece prin distribuţia tipic depresionară a parmaetrilor temperaturii aerului, iar cele ale regiunilor joase, de câmpie şi podiş, sunt reliefate prin comportamentul spaţial al aceloraşi parametri pe parcursul semestrului cald.

IV.3. Umezeala aerului

Prezenţa unor suprafeţe evaporante extinse, formate din cursul Siretului şi afluenţilor săi, la care se adaugă şi suprafeţele lacustre amenajate în acest areal în ultimele trei decenii, imprimă o amprentă higrometrică specifică întregii regiuni. În plus, morfologia depresionară determină fie stagnarea vaporilor de apă în regiunea de origine, fie deplasarea acestora pe axa nord-sud, în interiorul regiunii. Advecţiile în lungul culoarului, adaugă umezelii locale aportul vaporilor existenţi în masa de aer transportată, ceea ce creşte şansele de condensare. În schimb, advecţiile dinspre vest pot fi supuse unor procese de condensare pe versanţii estici ai Subcarpaţilor Moldovei, cei limitrofi Culoarului Siretului, fapt ce se răsfrânge prin scăderi accentuate ale umezelii relative pe anumite intervale de timp.

IV.3.1. Tensiunea vaporilor de apă

Tensiunea vaporilor, exprimată în hPa, este strict dependentă de evoluţia valorilor temperaturii aerului. De altfel, coeficientul de corelaţie liniară Pearson, calculat pe baza valorilor anuale ale tensiunii vaporilor şi ale temperaturii medii anuale a aerului, pentru perioada 1961-2002, are valori de 0,99 la toate staţiile din Culoarul Siretului, ceea ce subliniză că evoluţia acestui element este explicată în totalitate de cea a temperaturii aerului. În acelaşi timp, corelaţia dintre tensiunea vaporilor de apă şi temperatura solului este mult mai redusă – coeficientul Pearson are valoarea de 0,58 –, ceea ce ar putea indica dependenţa acestui element de vaporii de apă pe care îi transportă masele de aer din regiunile lor de origine şi mai puţin de vaporii proveniţi din procesele de evapotranspiraţie de la nivelul suprafeţei terestre.

Prin urmare, regimul anual, evoluţia multianuală şi distribuţia spaţială sunt strict dependente de caracteristicile similare ale temperaturii aerului.

Valorile medii anuale depăşesc 10,0 hPa (10,1 hPa la Roman şi 10,8 hPa la Adjud) în sectoarele de luncă şi terase ale Siretului şi scad până la sub 8,0 hPa la peste 400 m altitudine, conform unui gradient vertical de cca 0,4 hPa/100 m (Apostol, 2004).

Tabel 29. *Tensiunea medie lunară şi anuală a vaporilor de apă în Culoarul Siretului (1961-2002) (hPa)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	4,6	5,2	6,6	9,4	13,3	16,7	18,5	17,9	14,0	10,4	7,4	5,3	10,8
Bacău	4,5	5,0	6,3	9,0	12,8	16,0	17,8	17,2	13,5	9,8	7,2	5,2	10,4
Secuieni	4,5	4,8	6,4	9,2	13,3	16,8	17,8	17,2	13,6	10,2	6,8	5,3	10,5
Roman	4,4	4,9	6,1	8,7	12,3	15,5	17,1	16,6	13,1	9,8	7,1	5,1	10,1

Regimul anual, perfect identic cu cel al temperaturii aerului, este caracterizat printr-un maxim atins în luna iulie (17,0-18,3 hPa) şi un minim în ianuarie (4,3-4,5 hPa), valorile din toamnă fiind mai ridicate decât cele de primăvară (tab. 29). Faţă de temperatură, variaţiile interlunare cele mai ridicate se produc diferit, cea mai mare creştere producându-se primăvara, între lunile aprilie şi mai (3,6-3,9 hPa), iar toamna între august şi septembrie (3,5-3,9 hPa). Saltul de primăvară, ce se produce decalat faţă de cel de temperatură, corespunde cu creşterea frecvenţei situaţiilor de circulaţie vestică ce transportă mase de aer atlantic cu o umezeală mai ridicată, în timp ce saltul de toamnă, ce se produce în avans faţă de cel de temperatură, corespunde creşterii frecvenţei condiţiilor anticiclonale de origine continentală.

La nivel diurn, minimele se produc în orele de noapte şi dimineaţă (între 10,0-10,5 hPa la ora 7) când, în urma producerii fenomenelor marcate de condensare, atmosfera este sărăcită în vapori de apă, dar valorile maxime se înregistrează la ora 19, moment în care tensiunea vaporilor creşte în urma acumulării vaporilor de apă rezultaţi din procesele de evaporare şi evapotranspiraţie pe parcursul zilei (10,2-11,0 hPa). În intervalul aprilie-septembrie valorile maxime diurne se înregistrează la ora 19, iar în intervalul octombrie-martie maximul se produce la ora 13, diferenţieri impuse, evident, de durata astronomică de strălucire a soarelui.

IV.3.2. Umezeala relativă

Umezeala relativă integrează acţiunea combinată a parametrilor umezelii aerului şi pe cele ale temperaturii aerului şi reprezintă unul dintre parametri care subliniază foarte bine individualitatea climatică a Culoarului Siretului.

Astfel, *distribuţia valorilor medii anuale* pune în evidenţă o remarcabilă uniformitate spaţială a acestora în cadrul regiunii (82% la Adjud şi 81% la Roman şi Bacău – tab. 30), ceea ce nu corespunde imaginii existente a distribuţiei spaţiale a acestui parametru, care indică o creştere a valorilor de la 74% în sud spre 76% în nordul regiunii (*Clima României*, vol. I, 1962, *Geografia României*, vol. I, 1984). Pe de altă parte, din datele de care dispunem pentru umezeală relativă, nici gradientul vertical de 0,5-0,9%/100 m (Apăvăloae *et al.*, 2001) nu se respectă în cadrul regiunii, deoarece valoarea medie calculată pe aceeaşi perioadă de observaţie 1965-1999 scoate în evidenţă, pentru sectorul

central al culoarului, valori mai ridicate cu 2% la Bacău faţă de Plopana, contrar distribuţiei tipice care presupune creşterea valorilor umezelii relative cu altitudinea. La nivel lunar diferenţele în acelaşi sens dintre cele două staţii urcă până la 3-4% în lunile februarie şi ianuarie. În sectorul nordic, între Secuieni, Roman şi Strunga se regăseşte aceeaşi distribuţie altitudinală, cu diferenţe chiar mai ridicate – 5% ca medie anuală – între Secuieni şi Strunga pe perioada comună 1979-1998.

Tabel 30. *Umezeala relativă medie lunară şi anuală în Culoarul Siretului (%) (1961-2002)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	89	88	83	76	75	76	76	78	80	84	87	90	82
Bacău	88	86	81	75	74	75	76	77	79	82	86	88	81
Secuieni	91	90	86	81	80	81	79	80	83	87	92	94	85
Roman	89	87	82	75	74	75	76	78	80	83	88	90	81

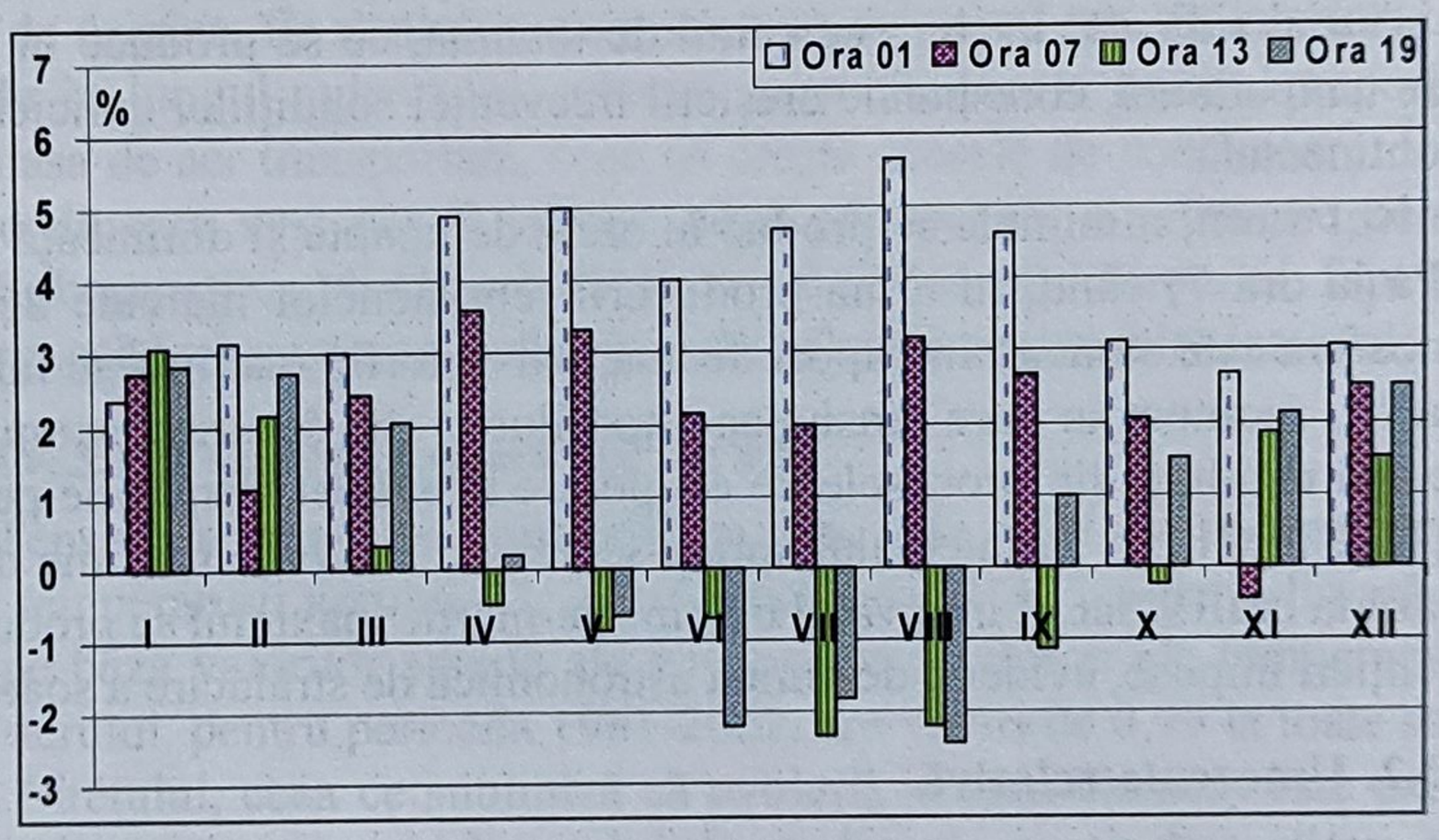


Fig. 65. *Diferenţa lunară de umezeală relativă medie între Bacău şi Plopana la principalele termene de observaţie (1964-1998)*

Putem vorbi prin urmare în cazul umezelii aerului de un caracter de azonalitate al Culoarului Siretului în cadrul Moldovei şi chiar al României, nici legitatea creşterii acestui parametru cu latitudinea, nici cea a creşterii cu altitudinea nefiind respectate. Cauza acestei azonalităţi nu poate rezulta decât din frecvenţa ridicată în cadrul regiunii a inversiunilor relative de origine radiativă sau de evaporaţie. La această particularitate contribuie atât caracterul depresionar – din punct de vedere meteorologic al regiunii –, caracter valabil mai ales în situaţiile sinoptice anticilonale, cât şi prezenţa cursurilor de apă care furnizează o cantitate suplimentară de vapori de apă ce saturează aerul atmosferic, în spe-

cial în momentele din zi şi din an în care temperatura este mai redusă. Aceste caracteristici sunt scoase în evidenţă din analiza comparativă a diferenţelor lunare dintre umezeala relativă de la Bacău şi Plopana la cele 4 termene climatice de observaţie (fig. 65).

Se remarcă în primul rând, ca expresie a frecvenţei ridicate a izotermiilor şi inversiunilor din valea Siretului, că în intervalul decembrie-martie, la toate termenele de observaţie, valorile umezelii relative din valea Siretului sunt mai ridicate decât cele de la altitudini mai mari. Această situaţie este legată de condiţii macrosinoptice specifice anotimpului rece, condiţii ce presupun frecvenţa ridicată a situaţiilor anticiclonale ce împiedică dispersia rezultatelor condensării din zona joasă la înălţimi mari, acestea fiind menţinute uneori, chiar sub formă de ceaţă, doar la nivelul teraselor Siretului până la altitudini de 350-400 m. În semestrul cald apare o diferenţă marcantă la nivel diurn, umezeala relativă fiind mai ridicată în regiunea joasă noaptea şi dimineaţa, iar în regiunea mai înaltă la amiază şi seara. Regimul anual al acestor diferenţe la ora 1 şi 7 scoate în evidenţă două maxime în aprilie-mai şi august-septembrie adică în momentele din an în care diferenţele ridicate dintre temperatura apei râurilor şi lacurilor din regiunile joase şi temperatura aerului este foarte ridicată, ceea ce determină o intensitate ridicată a proceselor de evaporare şi, implicit, valori ridicate ale umezelii relative.

În concluzie, distribuţia valorilor anuale ale umezelii relative este puternic influenţată de caracteristicile suprafeţei active şi ale proceselor climatice specifice pe care le implică particularităţile fizico-geografice ale Culoarului Siretului. Astfel, estimăm – în lipsa unei reţele mai dense de puncte de observaţie – că în partea joasă a regiunii, în lungul văii Siretului şi terasele acestuia, până la altitudini de 250m, valorile acestui parametru depăşesc 80%, scad între 250-400 m la 78-79% pentru a-şi relua creşterea la altitudini mai mari, conform gradienţilor verticali apreciaţi pentru acest parametru în partea de est a României, încât la altitudinea de 700 m, în culmea Pietricica Bacăului, acestea să ajungă la 83-84%.

Chiar dacă umezeala relativă, ca parametru al umezelii aerului, este strâns legată de valorile temperaturii, această dependenţă nu se regăseşte şi în regimul anual al umezelii, ca dovadă că pe lângă temperatură o importanţă ridicată o deţin şi caracteristicile termo-higrice ale maselor de aer specifice în diverse perioade din an. Astfel, regimul anual al umezelii relative (fig. 66) marchează o evoluţie caracteristică regiunilor deluroase din România, cu valorile maxime în anotimpul rece şi cele minime la sfârşitul primăverii. Pe fondul acestor caracteristici generale, specificul climatic local marchează câteva particularităţi evidente.

Astfel, valorile maxime se produc în luna decembrie, dar faţă de alte regiuni din estul României, în Culoarul Siretului, valorile din luna ianuarie sunt foarte apropiate de cele din luna precedentă. Dacă valorile mai ridicate din luna

decembrie sunt puse pe seama advecţiilor mai frecvente ale aerului cald şi mai umed de deasupra Mării Mediterane (*Geografia României*, vol. I, 1983) în corelaţie cu durata mică de strălucire a soarelui, valorile mai ridicate din inauarie sunt rezultatul condiţiilor anticiclonale ce se instalează aici pe fondul acţiunii predominante a câmpurilor de presiune atmosferică ridicată.

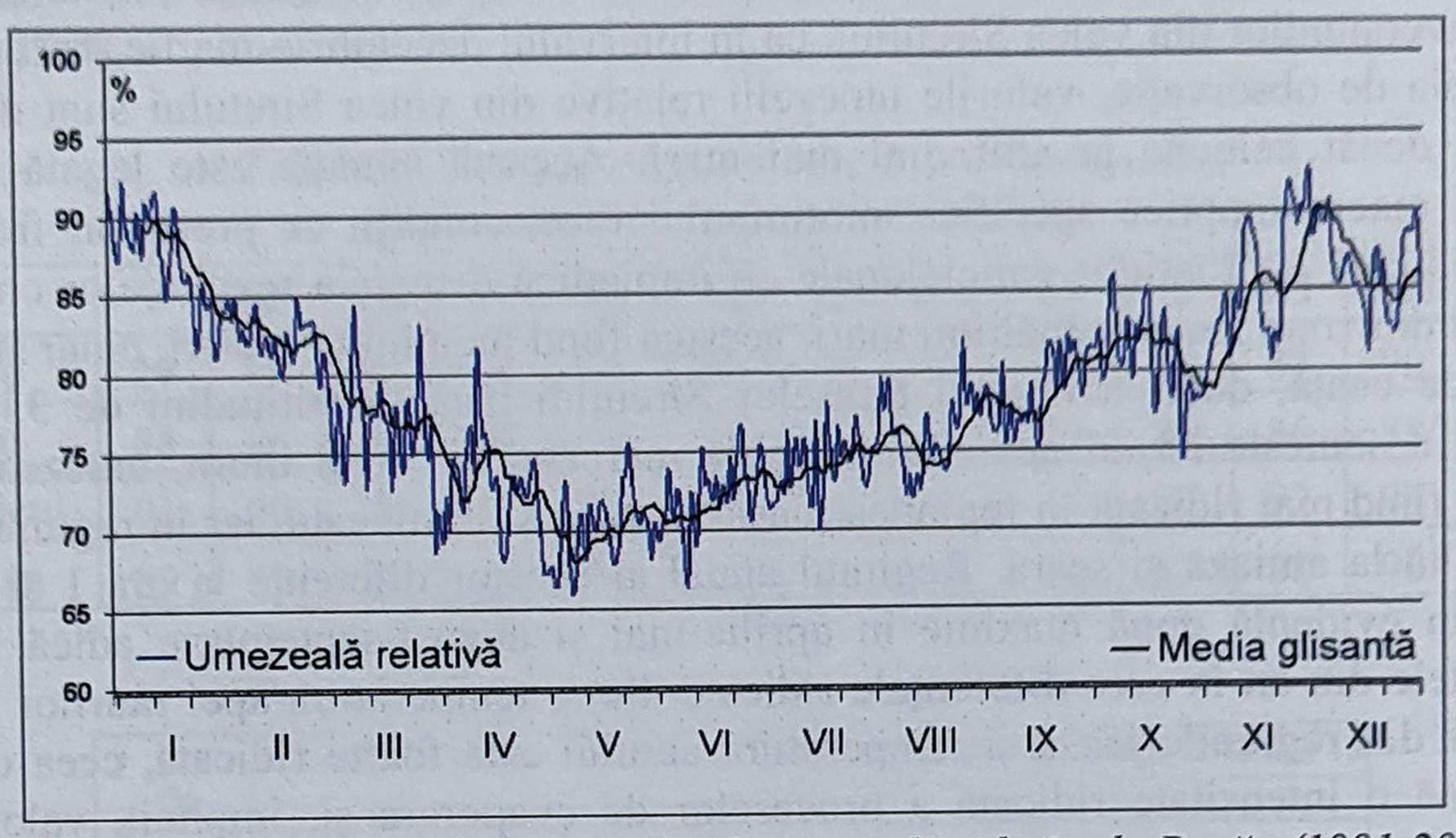


Fig. 66. *Variaţia de la o zi la alta a valorilor umezelii relative la Bacău (1991-2005)*

Din acest motiv, considerăm că valorile de la cele 4 staţii meteorologice sunt specifice doar pentru sectorul jos al văii Siretului, până la 250-300 m, la altitudini mai mari maximul din luna decembrie ieşind mult mai clar în evidenţă. Valorile minime din luna mai (74-75%) rămân ceva mai ridicate faţă de regiunile adiacente din cadrul Moldovei, pe fondul aceloraşi condiţii locale legate de bogăţia surselor de evaporare din cadrul regiunii. Valorile cele mai scăzute din luna mai reprezintă rezultatul acţiunii convergente a mai multor factori. Poate fi vorba de o activitate fiziologică ceva mai redusă la începutul ciclului vegetativ, ceea ce implică o evapotranspiraţie mai redusă. Mai importantă este, credem, producerea saltului termic de primăvară în momentul în care circulaţia vestică – cea care poate transporta mase de aer cu umezeală specifică ridicată – atinge, conform clasificării proprii prezentate la factori genetici – un minim anual (14,5% în aprilie şi 16,6% în mai). De altfel, lunile aprilie şi mai sunt în termeni reali cele mai uscate (fig. 67), această caracteristică fiind specifică ultimei decade din aprilie şi primelor două decade din mai, adică atunci când aşa-numitul „muson atlantic" (Otetelişanu, 1929) nu s-a instalat încă în regiunea României.

Regimul diurn al umezelii relative, analizat la nivel anual prin intermediul diagramei izopletare (fig. 67), scoate în evidenţă o evoluţie clară cu valorile minime ce coboară în orele de amiază – între 12 şi 14 – din aprilie până la începutul lunii septembrie sub 60%, iar valorile maxime depăşesc 90% între orele 1 şi 7 din august până în februarie. Influenţa temperaturii asupra umezelii

relative este subliniată de valorile reduse de la amiază din lunile iulie şi august, în timp ce influenţa tensiunii elastice a vaporilor de apă este subliniată de valorile mai reduse din timpul primăverii.

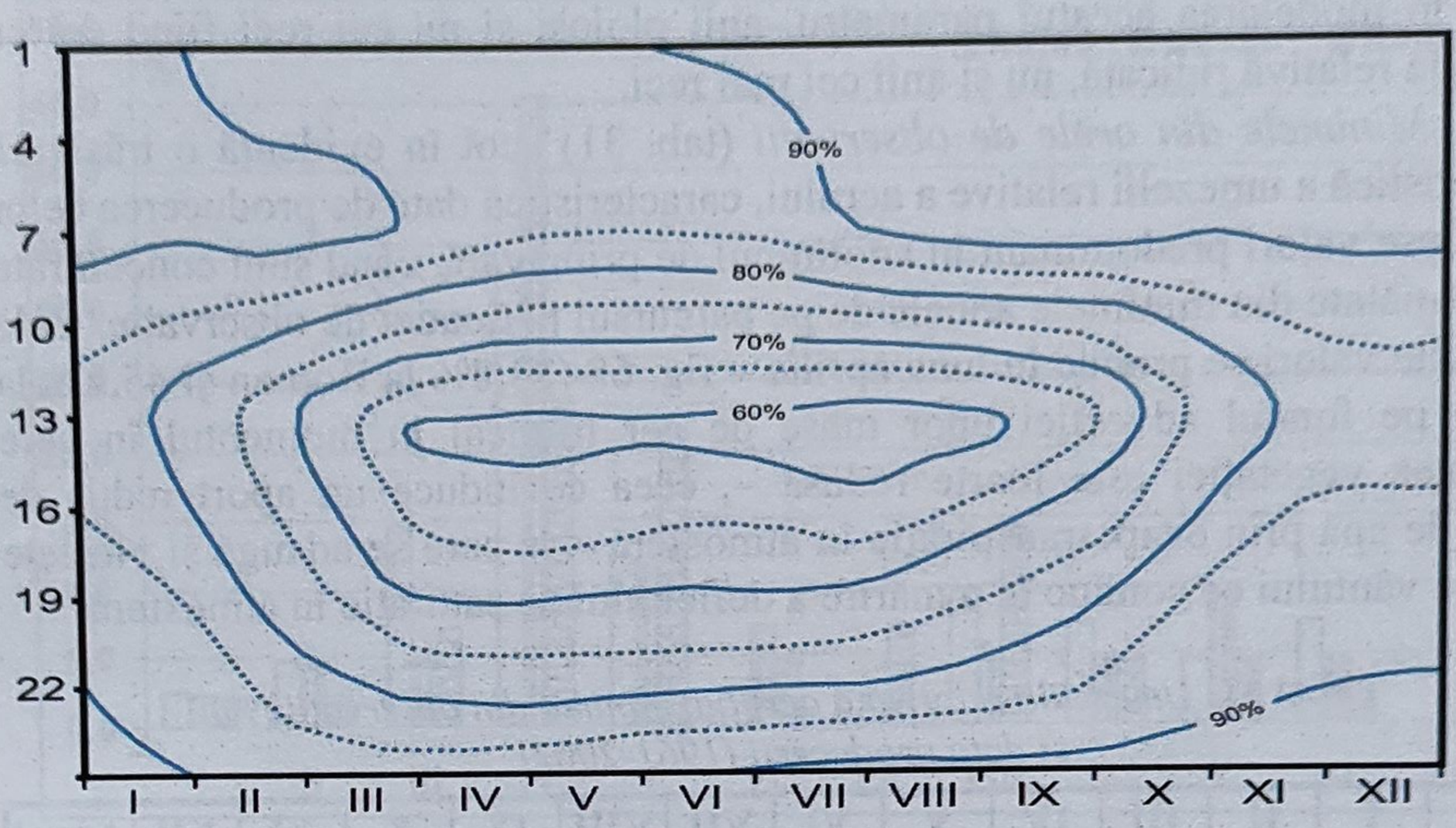


Fig. 67. *Izopletele umezelii relative a aerului la Bacău (1961-2002)*

Pe baza valorilor de la orele de observaţii climatice (1, 7, 13 şi 19), trăsăturile circulaţiei atmosferice sub aspect higric sunt scoase în evidenţă la ora 1, atunci când valoarile minime şi maxime lunare exprimă cel mai bine caracteristicile maselor de aer frecvente în aceste luni. La această oră minimele se produc în aprilie, iar maximele în noiembrie, adică cel mai apropiat de regimul umezelii medii lunare. Ora 19 are un regim similar cu diferenţa că minimul se produce decalat, în luna mai, pe fondul creşterii duratei astronomice de strălucire a soarelui faţă de luna aprilie. La ora 7 valorile minime se produc în luna iunie pe fondul duratei maxime de strălucire efectivă a soarelui la solstiţiul de vară. Maximul de la această oră se produce în luna octombrie ca urmare a frecvenţei mai mari a ceţii advectiv-radiative în partea joasă a văii Siretului în urma contrastului termic ce apare între advecţia maselor de aer mai rece şi apa mai caldă a râului, afluenţilor şi lacurilor de acumulare. La ora 13 valoarea minimă se produce în luna august pe fondul înregistrării maximului anual al temperaturii la această oră în corelaţie cu creşterea ponderii situaţiilor sinoptice anticiclonale.

Regimul multianual al umezelii relative. Cele mai mici valori anuale ale umezelii relative a aerului s-au produs în anii în care s-au înregistrat valorile cele mai mari ale deficitului de saturaţie. Valorile minime anuale au coborât până la 72% la Adjud, 74% la Bacău în anul 1963 şi 73% la Roman în 1990. Cele mai ridicate valori medii anuale s-au înregistrat în ani cu o foarte mare frecvenţă a valorilor reduse de presiune atmosferică, ani care se înscriu în cadrul regiunii şi printre cei mai bogaţi în cantităţi de precipitaţii, aşa cum este cazul anului 1972

când s-au înregistrat valorile maxime la Roman (89%) şi Bacău (86%) sau anul 1991 când s-a atins valoarea maximă la Adjud. Chiar dacă umezeala relativă este strict dependentă de temperatură şi tensiunea vaporilor de apă, putem remarca prin prisma valorilor anuale că factorul higric îl depăşeşte în importanţă pe cel termic în modelarea acestui parametru, anii ploioşi şi nu cei reci fiind cei cu umezeală relativă ridicată, nu şi anii cei mai reci.

Minimele din orele de observaţii (tab. 31) scot în evidenţă o trăsătură caracteristică a umezelii relative a aerului, caracteristică dată de producerea celor mai reduse valori predominant în anotimpul de primăvară, când sunt concentrate peste jumătate din minimele anuale de pe parcursul perioadei de observaţie. Cele mai multe valori se produc în luna aprilie – fig. 68 (23,8% la Roman şi 45,2% la Bacău) pe fondul advecţiei unor mase de aer tropical în momentul în care activitatea vegetaţiei este foarte redusă –, ceea ce induce un aport redus de vapori de apă prin evapotranspiraţie în atmosferă – la care se adaugă şi vitezele mari ale vântului ce conduc la o mărire a deficitului de saturaţie în atmosferă.

Tabel 31. *Umezeala relativă a aerului, minima din observaţii (%) şi data producerii (1961-2002)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	28	24	15	15	16	21	24	16	17	18	12	31	12
	19	26	27	3	4	14	14	8	30	20	9	14	9.XI.
	1983	1987	1972	1982	1992	1963	1966	1963	1994	1973	1982	1961	1982
Bacău	24	13	15	8	14	20	23	19	16	16	16	19	8
	2	26	14	6	2	17	8	7	8	1	7	14	6.IV.
	1984	1987	1961	1987	1968	1968	1968	1987	1986	1967	1986	1961	1987
Secuieni	27	13	25	17	25	23	32	26	29	24	29	40	13
	18	24	29	22	18	10	12	24	28	12	7	14	24.II.
	1992	1990	1989	1964	1994	1995	1989	1995	1983	1990	1986	1991	1990
Roman	25	21	17	10	20	12	17	21	13	22	34	24	10
	9	24	29	22	12	9	22	29	9	11	20	14	22.IV.
	1982	1990	1968	1962	1968	1968	1967	1992	1967	1979	1963	1991	1962

În anotimpul rece advecţia unor mase de aer arctice sau polar-continentale cu o încărcătură foarte redusă de vapori de apă conduce de asemenea la apariţia unor valori reduse ale umezelii relative. În astfel de situaţii sinoptice tensiunea vaporilor de apă poate să coboare la valori extrem de reduse (26.XII.2002, în condiţiile prezenţei unei astfel de mase de aer, tensiunea vaporilor de apă a coborât până la 1,1 hPa). Totuşi, temperaturile coborâte din

astfel de intervale împiedică producerea unor valori foarte reduse de umezeală relativă, astfel încât ponderea acestui anotimp în minimele anuale este sub 10%.

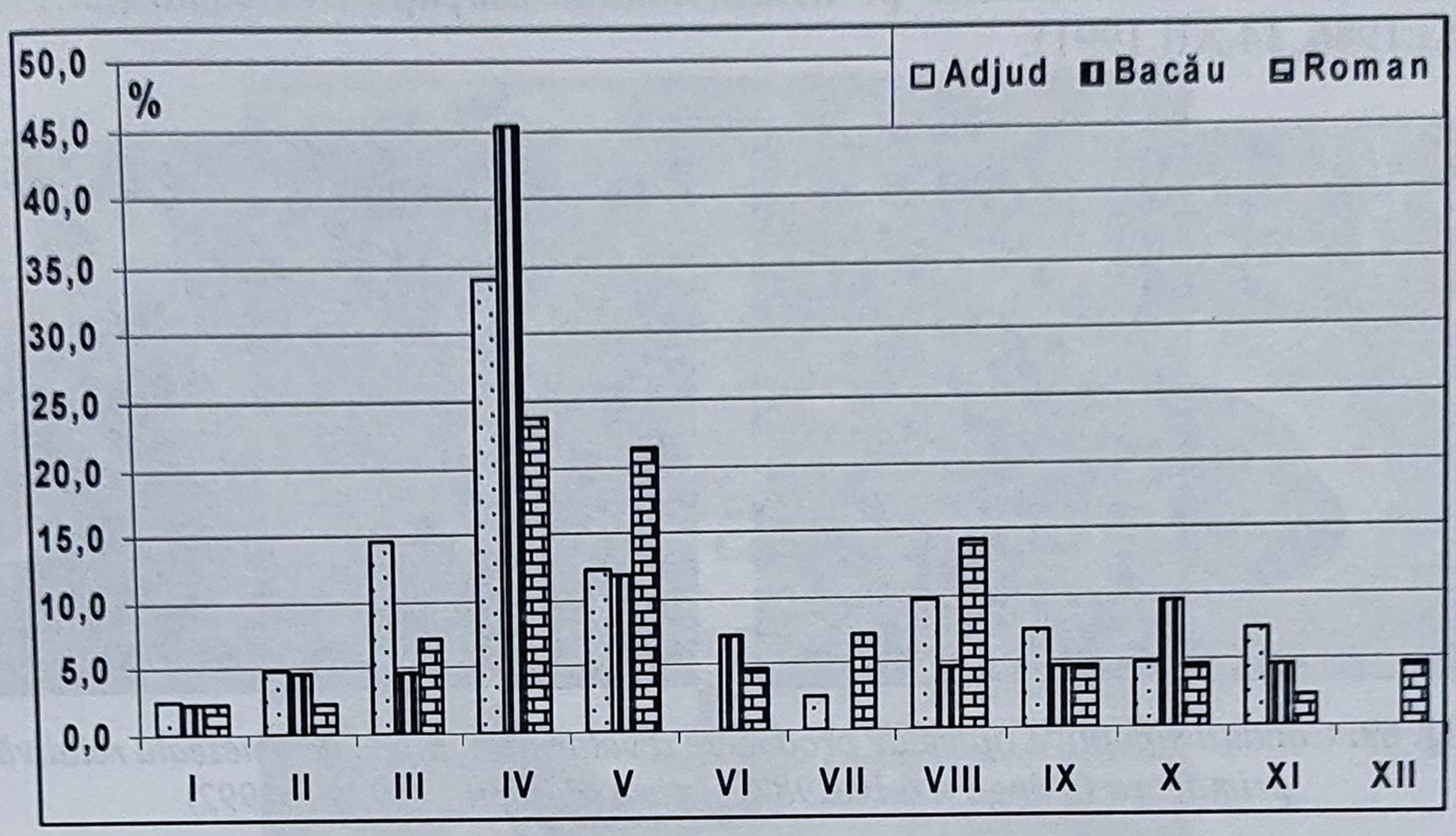


Fig. 68. *Ponderea lunară a valorilor minime anuale de la orele de observaţie în Culoarul Siretului*

De asemenea, intervalul august-octombrie deţine o pondere ridicată în producerea minimelor anuale pe fondul frecvenţei ridicate a condiţiilor sinoptice anticiclonale care conduc la o continentalizare a maselor de aer ce staţionează pe teritoriul României, proces care este însoţit de o sărăcire a aerului în vapori de apă. Acest proces este resimţit mai ales în luna august ce cumulează cca 10% din valorile minime anuale ale umezelii relative.

Din analiza datelor de producere a valorilor minime absolute la nivel lunar se constată că în foarte puţine cazuri (februarie şi decembrie) acestea se produc simultan la două staţii şi niciodată nu s-au produs simultan la cele 3 staţii meteorologice principale. Această particularitate este o expresie a influenţei ridicate pe care o deţin condiţiile locale în producerea acestor valori.

Dincolo de influenţa factorilor locali, atrag atenţia *condiţiile sinoptice* favorabile înregistrării unor astfel de valori (fig. 69). În acest fel, pe baza analizei valorilor minime absolute lunare de la fiecare staţie putem desprinde câteva concluzii.

Valorile reduse care se produc în anotimpul rece – mai exact din noiembrie până în februarie – sunt determinate de advecţii de aer rece şi uscat în spatele fronturilor reci ale unor cicloni atlantici mobili ce traversează Europa de la vest la est; în astfel de condiţii valorile reduse nu se prelungesc pe o perioadă lungă de timp. Din analiza materialelor sinoptice şi a imaginilor satelitare AVHRR de la data producerii valorilor minime lunare abolute am putut remarca

faptul că, aceste valori reduse se produc mai ales în condiţii de cuplaj baric ce implică o circulaţie atmosferică intensă dinspre vest, ceea ce conduce şi la intense procese de foehnizare pe flancul estic al Carpaţilor Orientali (2.I.1984, 7.XI.1986, 14.XII.1991).

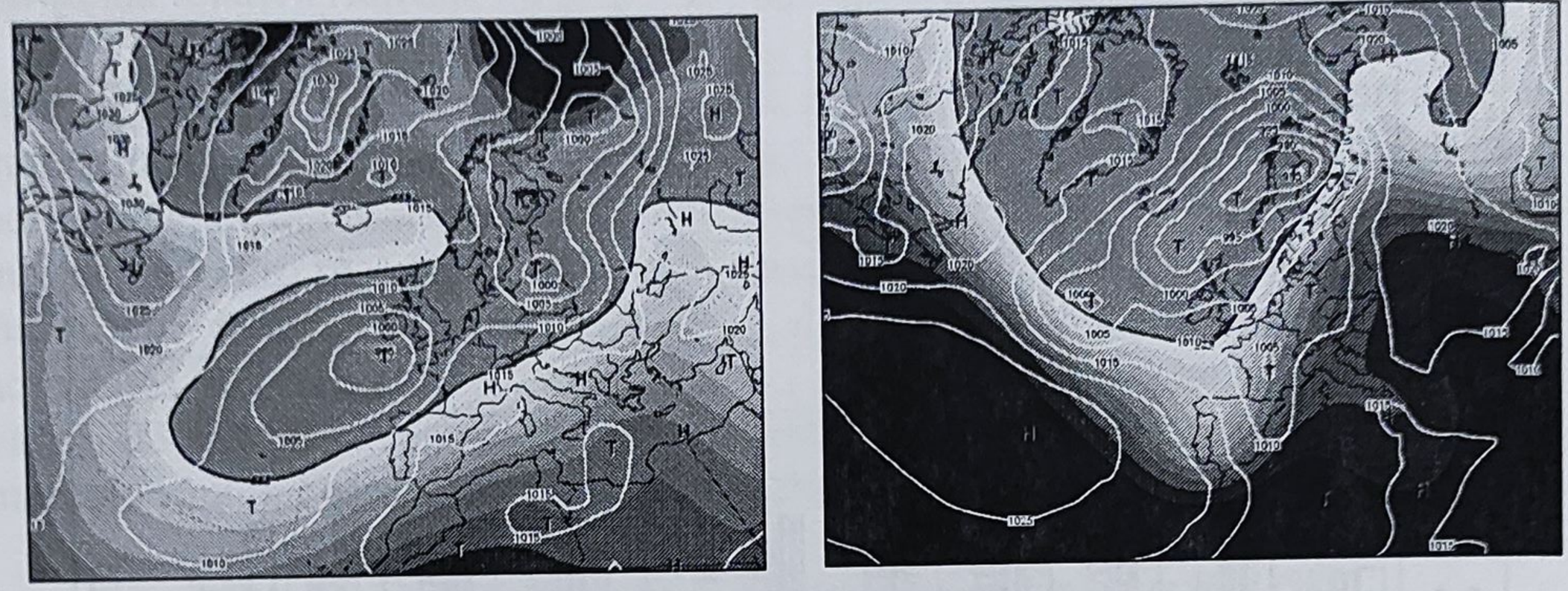


Fig. 69. *Condiţii sinoptice tipice de producere a valorilor minime de umezeală relativă primăvara (stânga – 6.IV.1987) şi vara (dreapta – 29.VIII.1992)*

Pe parcursul primăverii, cel mai frecvent, astfel de valori se produc în sectorul cald al aceloraşi depresiuni atlantice mobile ce se deplasează pe o traiectorie de la vest la est pe la nord de România, astfel încât atrag în sectorul lor cald mase de aer tropical dinspre nordul Africii; în astfel de condiţii s-a înregistrat valoarea de 8% în data de 6.IV.1987 de la Bacău, valoare ce reprezintă de altfel cea mai mică valoare înregistrată în întreaga regiune. Ţinând cont de configuraţia sinoptică de la această dată – favorabilă circulaţiei dinspre vest – nu putem neglija posibila contribuţie a proceselor de foehnizare peste culmea Pietricica Bacăului pentru atingerea unei valori atât de coborâte. Producerea la aceeaşi dată a unor valori mult mai mari la Roman (30%) şi Adjud (18%), ar putea reprezenta un indiciu pentru producerea unui astfel de fenomen în sectorul central al Culoarului Siretului la adăpostul culmii subcarpatice. Imaginea Meteosat din data de 6.IV.1987 indică mult mai clar decât harta sinoptică sensul perpendicular al advecţiei maselor de aer pe Carpaţii Orientali, sens favorabil proceselor de foehnizare pe versanţii estici ai Carpaţilor Orientali şi Subcarpaţilor Moldovei (fig. 70).

Vara şi toamna valorile minime sunt înregistrate în special în condiţii anticiclonale, de cele mai multe ori cu transport de aer tropical continental prin sectorul posterior al unor anticicloni centraţi în estul Europei; advecţia aerului tropical continental este mai puternică în condiţiile unui cuplaj baric dintre un astfel de anticiclon şi cicloni mobili atlantici a căror deplasare spre est este blocată (29.VIII.1992). Spre deosebire de perioadele precedente, înregistrarea unor astfel de valori vara nu este asociată cu advecţia unor mase de aer, valorile umezelii relative scăzând de la o zi la alta sub influenţa procesului de continen-

talizare a maselor de aer în regim baric anticiclonal în partea de sud-est a Europei, proces care duce la transformarea aerului cu diverse origini în aer tropical continental la nord de Marea Neagră.

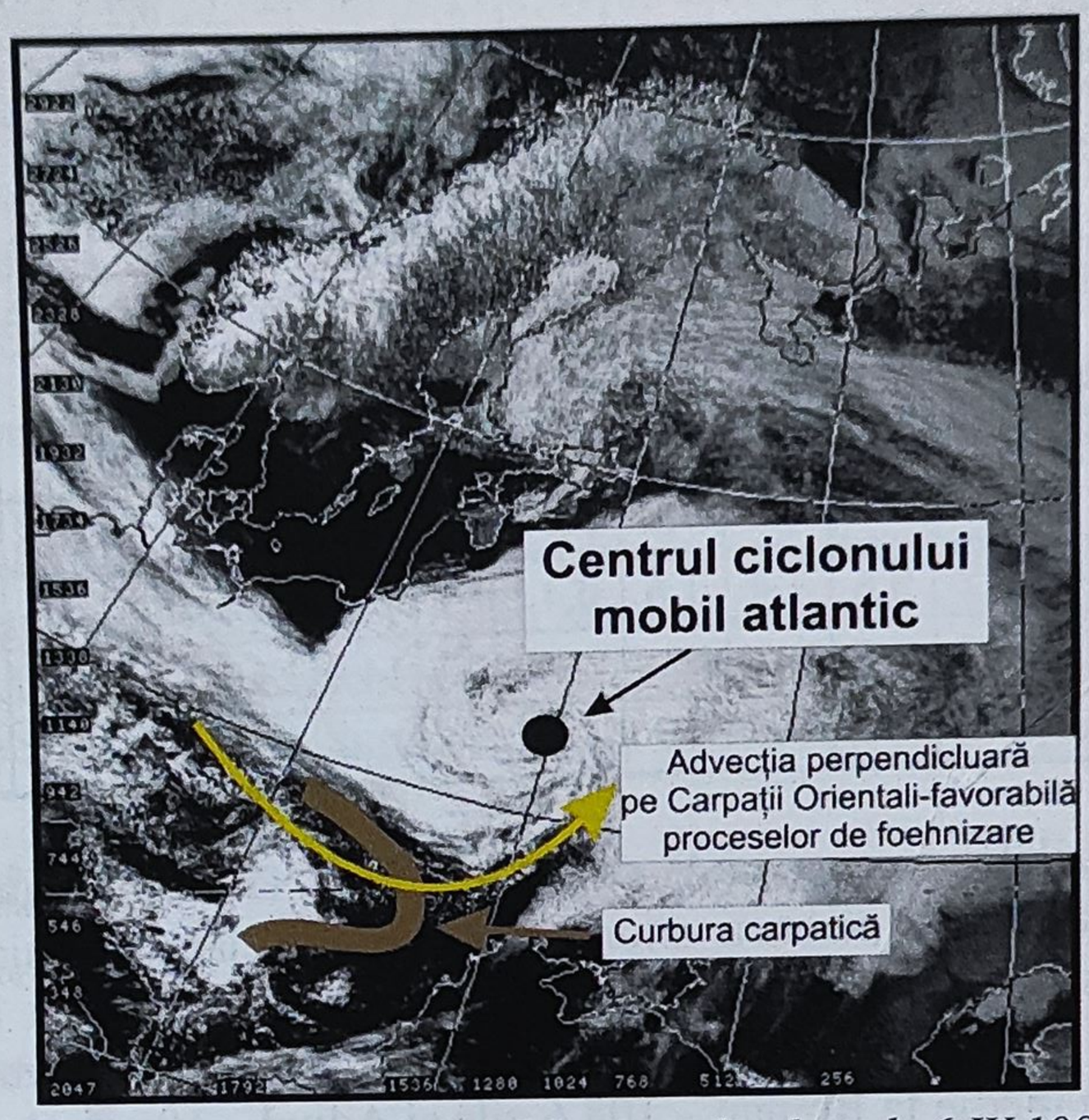


Fig. 70. *Imagine satelitară Meteosat din data de 6.IV.1987*

Frecvenţa zilelor cu diferite caracteristici ale umezelii relative sintetizează trăsăturile spaţio-temporale ale acestui parametru al umezelii.

Zilele în care la oricare din termenele de observaţii **umezeala relativă este ≤ 30%** sunt specifice intervalelor sinoptice caracterizate prin acţiunea maselor de aer foarte uscat. După cum am văzut şi pe baza analizei sinoptice a condiţiilor de producere a minimelor din observaţie în Culoarul Siretului, un rol foarte important în apariţia acestor valori îl deţin procesele foehnale succesive la est de Carpaţii Orientali în condiţii de circulaţie vestică. Valorile medii anuale ale acestor zile variază pe o perioadă comună de observaţie între 8,3 zile la Adjud – regiune aferentă Câmpiei Române – şi 6,2 zile la Roman, valori în general mai ridicate decât în alte regiuni din Moldova. Cel mai frecvent aceste zile apar în aprilie şi mai, atunci când media este mai mare de 1,0, un al doilea maxim producându-se la sfârşitul verii şi începutul toamnei (tab. 32). În timpul iernii aceste zile sunt puţin frecvente, lipsind aproape în totalitate în decembrie şi ianuarie. Faţă de valorile medii multianuale, valorile maxime anuale depăşesc 30 de zile (36 zile la Adjud în 1987, 47 zile la Bacău şi 39 zile la Roman în 1968), în timp ce în 25% din anii de observaţie nu s-a înregistrat nici o astfel de zi.

Tabel 32. *Numărul mediu lunar şi anual al zilelor cu umezeală relativă la unul din termene peste/sub anumite praguri (1961-2002) în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	≤30%	0,0	0,2	0,9	2,1	1,5	0,9	0,6	1,0	1,1	0,4	0,3	0,0	8,3
	≤50%	1,9	2,5	7,7	13,4	14,8	12,1	12,6	13,7	13,0	8,2	3,7	1,3	105,0
	≥80%	19,5	14,6	10,4	5,5	4,7	4,0	3,0	3,4	4,1	6,8	14,7	20,0	110,8
Bacău	≤30%	0,1	0,1	0,7	1,8	1,1	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,1	0,0	6,4
	≤50%	1,0	2,5	6,8	12,4	12,3	10,5	10,0	11,8	10,4	7,4	3,1	1,2	89,6
	≥80%	18,2	13,1	9,6	5,5	5,4	3,4	3,2	2,6	3,4	5,7	13,6	18,0	101,6
Secuieni	≤30%	0,0	0,2	0,3	1,0	0,5	0,3	0,0	0,5	0,1	0,1	0,1	0,0	3,2
	≤50%	0,8	1,2	5,2	10,3	11,7	9,3	10,2	11,7	10,7	6,2	2,5	1,2	80,8
	≥80%	22,2	17,4	13,3	7,5	5,8	5,6	3,8	4,2	4,9	8,5	16,8	22,7	132,5
Roman	≤30%	0,0	0,2	0,6	1,4	1,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,0	0,0	6,2
	≤50%	1,3	2,0	7,7	14,0	16,0	12,7	13,7	14,9	13,0	9,1	3,0	1,2	108,6
	≥80%	19,5	14,3	10,6	5,5	4,2	3,9	3,0	3,0	3,8	6,1	14,5	20,1	108,3

Numărul zilelor cu **umezeală relativă ≤ 50%,** la cel puţin una din orele de observaţie, sunt definite pe baza valorilor de la ora 13, iar vara chiar şi pe cele de la ora 19. Distribuţia spaţială a numărului acestor zile scoate în evidenţă posibila influenţă a factorilor fizico-geografici locali, cele mai multe cazuri înregistrându-se în medie la Roman – 108,6 zile şi Adjud – 105,0 zile, în timp ce la Bacău numărul mediu coboară până la 89,6 de zile, probabil sub influenţa aportului de vapori de apă dat de suprafeţele lacustre din acest sector, situarea pe terasele Bistriţei, râu amenajat hidrotehnic în totalitate. Aceste acumulări lacustre contribuie prin aport de vapori de apă în atmosfera regiunii, la acestea adăugându-se şi influenţa mişcărilor ritmice ale aerului de tip briză între valea Bistriţei şi Culmea Pietricica (Gugiuman, Erhan, 1975). Regimul anual al zilelor cu astfel de valori prezintă două maxime apropiate în mai şi august, minimul principal corespunde cu minimul valorii medii a umezelii relative din luna decembrie, iar minimul secundar se produce în iunie pe fondul frecvenţei maxime a circulaţiei vestice ce determină nebulozitate ridicată, precipitaţii însemnate şi evapotranspiraţie sporită. Valorile maxime anuale ale acestor zile au ajuns să fie de două ori mai mari faţă de media multianuală (186 zile la Adjud în 1983, 162 de zile la Bacău în 1967 şi 197 de zile în 1990 la Roman).

O particularitate a Culoarului Siretului faţă de regiunile limitrofe este cea că numărul de **zile cu umezeală relativă ≥ 80% la ora 13** este mai ridicat decât cel al zilelor cu umezeală relativă ≤ 50%. În plus, ca şi în cazul parametrului precedent, valorea medie de la Bacău – 101,6 zile este mai redusă decât la Adjud – 110,8 zile, respectiv Roman – 108,3 zile, ceea ce denotă influenţa

însemnată a unui factor moderator al variaţiilor zilnice ale umezelii relative. Un astfel de rol l-ar putea avea procesele de foehnizare de pe flancul estic al Culmii Pietricica, procese ce se manifestă prin scăderea umezelii relative, ceea ce poate conduce şi la coborârea sub pragul de 80%, astfel încât apare diferenţierea între Bacău şi celelalte staţii din Culoarul Siretului.

O altă particularitate a Culoarului Siretului faţă de alte regiuni din Moldova este numărul mai ridicat de *zile cu umezeală relativă ≥ 80%,* atât la nivel anual, cât şi la nivel lunar (fig. 71). Diferenţele lunare sunt foarte ridicate mai ales în semestrul rece, atunci când din noiembrie până în martie avem cu 2-3 astfel de zile mai mult la Roman decât la Piatra Neamţ sau Iaşi. Chiar şi în timpul verii există aceeaşi diferenţiere. Iese astfel în evidenţă o trăsătură de bază a acestei regiuni ce ţine de umezeala mai ridicată, resimţită şi prin intermediul acestui parametru, fapt ce transformă regiunea într-una dintre cele mai favorabile unor culturi agricole higrofile precum sfecla de zahăr. Nu întâmplător, credem noi, în această regiune a fost construită prima fabrică de zahăr din România, mai precis din Vechiul Regat, la Sascut încă din 1877.

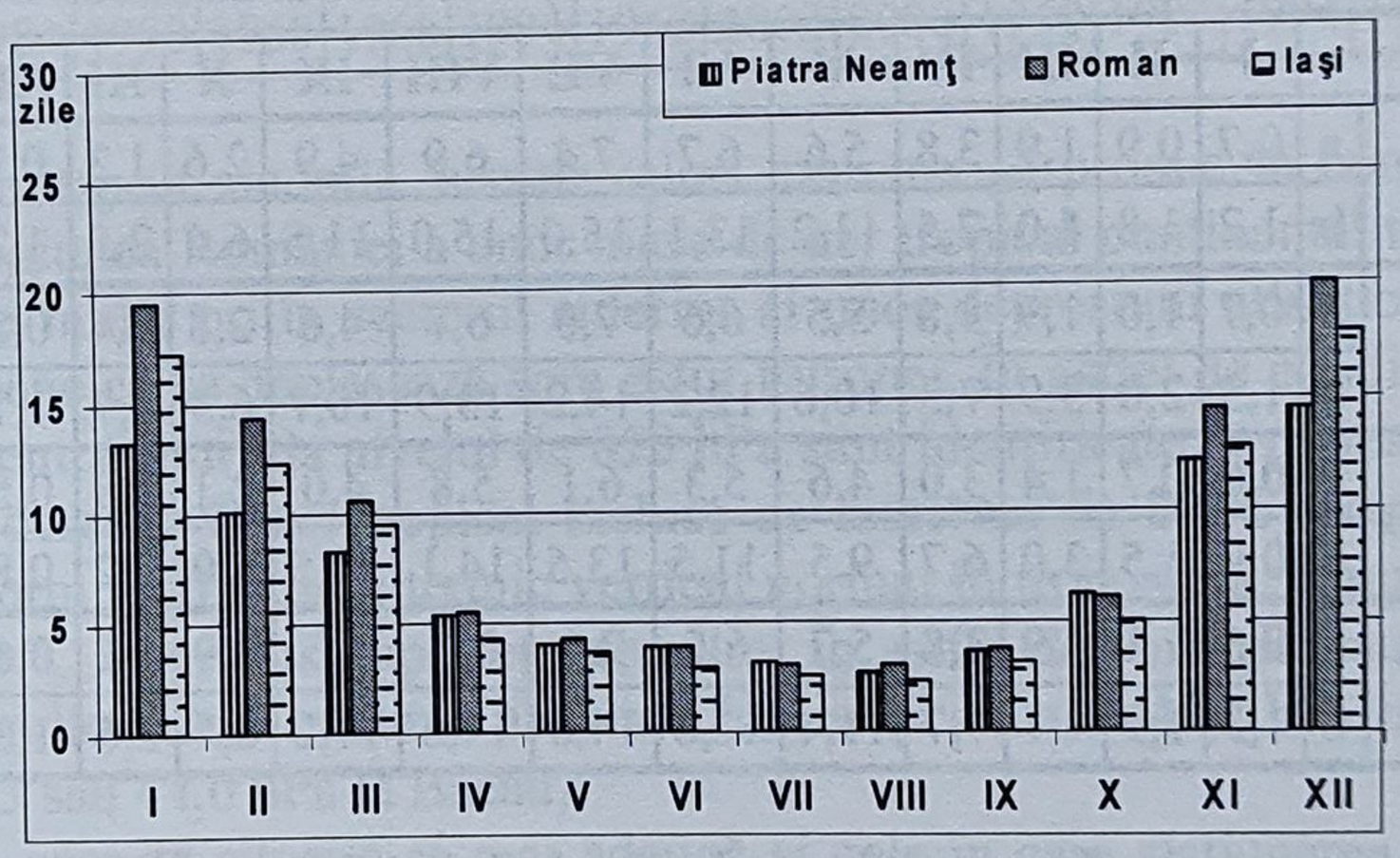


Fig. 71. *Profil transversal prin Moldova al regimului anual al zilelor cu umezeală relativă ≥ 80%*

IV.3.3. Deficitul de saturaţie

Distribuţia spaţială a valorilor anuale ale deficitului de saturaţie se remarcă printr-o remarcabilă uniformitate (cca 3,5 hPa pe ansamblu regiunii), ceea ce subliniază că scăderea de la nord la sud a temperaturii aerului nu este însoţită de o scădere în acelaşi ritm a tensiunii vaporilor de apă, elemente de care depinde în mod direct acest parametru al umezelii. Din datele analizate, rolul cel mai important în această uniformitate îl deţine amplasarea staţiilor meteorologice în apropierea cursurilor de apă şi a suprafeţelor acvatice, fapt ce anulează diferenţierile ce apar, în mod normal, sub aspect latitudinal. Dacă luăm în considerare datele pe o perioadă comună de observaţie (1978-1998), de la Adjud

şi Secuieni-Roman, iese în evidenţă aceeaşi scădere a valorilor acestui prametru de la sud la nord, constatată în toate regiunile învecinate (Apostol, 2004, Mihăilă, 2006, Bradu, 2004).

Regimul anual ala deficitului de saturaţie, identic cu cel al temperaturii aerului, marchează oscilaţii foarte mari, valorile din ianuarie, când se atinge minimul anual, fiind de cca 10 ori mai mici decât cele din luna iulie. Valorile lunare ale deficitului de saturaţie depăşesc 6 hPa vara şi se menţin iarna, în ansamblu, sub 1,0 hPa. Valorile medii ale deficitului de saturaţie la ora 13 au o evoluţie anuală similară mediei, aceste valori fiind atât la nivel lunar şi anual de două ori mai mare decât media (tab. 33). Astfel, din mai până în septembrie mediile de la ora 13 depăşesc 10 hPa pe ansamblul regiunii. Mărimea valorilor de la ora 13 subliniază intensificarea proceselor de evaporare în perioada caldă a anului, la amiază, în strânsă corelaţie cu producerea maximului diurn de temperatură.

Tabel 33. *Deficitul de saturaţie (hPa): media lunară şi anuală (a) şi media la ora 13 (b) (1961-2002) în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	**a**	0,7	0,9	1,9	3,8	5,6	6,7	7,4	6,9	4,9	2,6	1,3	0,7	3,6
	b	1,2	1,8	4,0	7,5	11,2	13,1	15,0	15,0	11,5	6,6	2,5	1,2	7,5
Bacău	**a**	0,7	1,0	1,9	3,8	5,5	6,6	7,0	6,7	4,6	2,8	1,4	0,8	3,6
	b	1,3	2,0	3,9	7,3	10,6	12,2	14,2	13,9	10,7	6,3	2,7	1,7	7,2
Secuieni	**a**	0,6	0,7	1,4	3,0	4,6	5,3	6,1	5,8	4,0	2,1	0,8	0,5	2,9
	b	0,9	1,5	3,0	6,7	9,5	11,5	13,5	14,1	10,5	6,0	2,2	0,8	6,7
Roman	**a**	0,6	1,1	1,9	3,8	5,7	6,5	7,0	6,5	4,6	2,9	1,2	0,6	3,5
	b	1,3	1,9	4,1	7,7	11,4	12,6	14,6	14,8	11,2	6,5	2,6	1,3	7,5

Variaţia valorilor medii anuale ale deficitului de saturaţie oscilează în Culoarul Siretului între valori minime sub 2,0 hPa şi valori maxime de cca 5,0 hPa. Valorile medii minime anuale au coborât până la 1,7 hPa la Adjud în 1991, 2,6 hPa la Bacău în 1969 şi 2,4 hPa la Roman în 1970. Dacă valorile minime anuale ale deficitului de saturaţie au fost atinse în anii în care s-au înregistrat cantităţi mari de precipitaţii, peste 700 mm, valorile maxime ale deficitului s-au înregistrat în 1963, an deficitar pluviometric cu cantităţi de precipitaţii sub 400 mm (5,7 hPa la Adjud, 5,1 hPa la Bacău şi 5,0 hPa la Roman).

Valorile maxime absolute ale deficitului de saturaţie depăşesc 40 hPa, cu o tendinţă de scădere spre nord (tab. 34). De altfel, valorile de peste 40 hPa s-au produs doar în luna iulie la Roman, în iulie şi august la Bacău şi din iulie până în septembrie la Adjud.

Tabel 34. *Deficitul de saturaţie (hPa): maxima din observaţii şi data de producere (1961-2002) în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	II	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	10,5	19,3	24,5	29,8	38,7	35	**44,3**	**46,4**	**40,3**	21,3	19,4	12	46,4
	22	27	11	29	20	18	25	8	27	2	4	10	8.VIII 1963
	1993	1995	1974	1970	1965	1968	1987	1963	1987	1989	1969	1982	
Bacău	15,1	14,8	23	28,5	33,7	35,2	**40,8**	**44,0**	37,6	23,5	17,6	10,1	44,0
	2	26	31	7	18	6	8	19	17	3	7	3	19.VIII 1986
	1984	1990	1968	1986	1994	2000	1968	1986	1986	1999	1963	1982	
Secuieni	8,3	19,8	20,6	28,9	37,1	32,1	33,5	37,3	32,4	26,4	15,7	10,3	37,3
	2	26	26	22	18	29	24	29	17	1	1	10	29.VIII 1992
	1984	1990	1994	1964	1994	1964	1998	1992	1986	1990	1994	1982	
Roman	9,7	19	22,8	29	32,2	35,2	**43,9**	39,1	34,3	29,5	15,8	10,6	43,9
	21	26	31	25	18	18	7	21	7	15	1	17	7.VII 2002
	1984	1990	1968	1968	1994	1968	2002	2000	1962	1993	1994	1989	

Sub aspect sinoptic, aceste valori extreme se produc în condiţiile prezenţei în regiunea României a unor mase de aer tropical continental transportate de cele mai multe ori în sectorul anterior al unor depresiuni atlantice sau chiar mediteraneene ce se deplasează spre estul Europei. În astfel de condiţii (fig. 72) pe hărţile temperaturii la nivelul de 850 hPa sunt identificate în partea de sud-est a Europei dorsale de aer tropical închise de izoterma de 20 °C, ceea ce presupune, conform gradientului termic vertical normal în troposferă, temperaturi mai mari de 30 °C la nivelul suprafeţei terestre. În astfel de condiţii s-au înregistrat cele mai multe valori maxime absolute lunare şi anuale (46,4 hPa la Adjud pe 8.VIII.1963 sau 44,0 hPa la Bacău).

La această situaţie se mai adaugă şi cele în care staţionarea unui câmp baric anticiclonal în estul Europei în anotimpul de vară conduce la transformarea aerului polar continental în aer tropical continental (Roman, 7.VII.2002). O altă posibilă cauză a valorilor ridicate ale acestui parametru poate rezulta în procese meteorologice la scară locală, precum descendenţa aerului rece şi uscat în cadrul celulelor convective ce se formează în timpul semestrului cald.

Trebuie remarcat că aceste valori se produc de cele mai multe ori la temperaturi de peste 30 °C, atunci când tensiunea elastică maximă este ridicată, dar rolul principal în apariţia acestor valori este dat de originea masei de aer, continentală sau maritimă. Astfel, temperatura aerului în momentul producerii maximului de la Roman era de 33,6 °C, ceea ce determina o tensiune elastică maximă de 51,6 hPa, iar tensiunea elastică efectivă a vaporilor de apă a scăzut la numai 8,7 hPa.

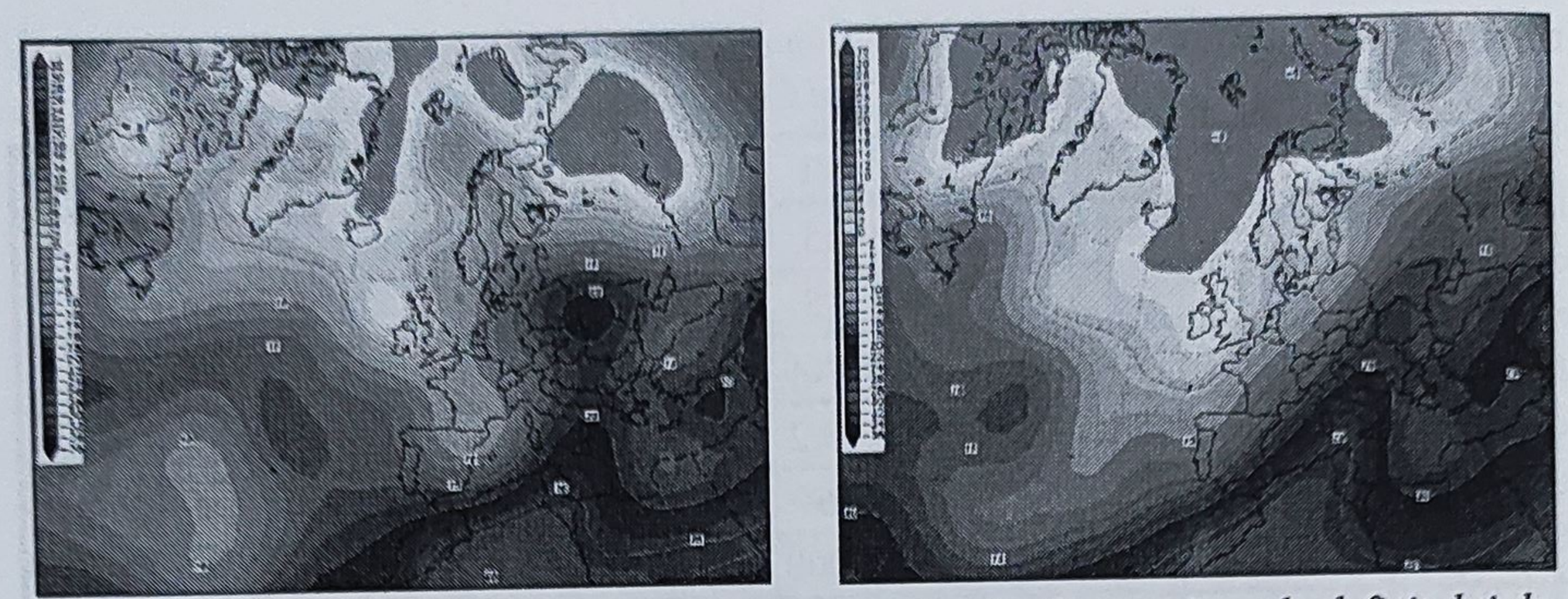


Fig. 72. *Situaţii sinoptice caracteristice producerii valorilor maxime ale deficitului de saturaţie – 8.VIII.1963 (stânga) şi 19.VIII.1986 (dreapta) (Sursa: www.wetterzentrale.de)*

Aspectele de risc cliamatic induse de valorile ridicate ale deficitului de saturaţie rezultă din faptul că intervalul cu valori maxime absolute mai mari de 25 hPa – valori ce induc un stres fiziologic ridicat plantelor de cultură – se suprapune peste ciclul acestora de vegetaţie, fiind posibile din aprilie până în septembrie.

Umezeala aerului – concluzii sectoriale. *Umezeala aerului prezintă caracteristici specifice pentru Culoarul Siretului în primul rând prin distribuţia inversă pe verticală, valorile cele mai ridicate regăsindu-se în sectorul jos al regiunii, sub influenţa directă a surselor de evaporare. Dată fiind situarea la est de arcul carpatic, regiune cu o frecvenţă ridicată a advecţiilor de aer rece continental, stabilitatea atmosferică, facilitată de cadrul morfologic local, conduce la o dispersie mai redusă a vaporilor de apă care, prin acumulare, conduc la valori mai ridicate ale umezelii relative. Aceste condiţii conduc la înregistrarea în această regiune a celor mai ridicate valori ale umezelii relative ale aerului – peste 80% – dintre toate regiunile de câmpie şi podiş ale ţării, cu excepţia Deltei Dunării şi litoralului (Clima României, 2008). Pentru a putea explica mai bine această situaţie trebuie să ţinem cont şi de poziţionarea staţiilor meteorologice la confluenţa dintre Siret şi afluenţii carpatici – Moldova, Bistriţa şi Trotuş –, ceea ce favorizează amestecul dinamic al unor mase de aer cu trăsături termohigrice diferite, fapt ce se reflectă în creşterea valorilor umezelii relative.*

Aşadar, şi parametrii umezelii aerului se integrează în caracteristicile depresionare despre care am discutat în cazul temperaturii aerului. De altfel, acest lucru este cât se poate de normal, ţinând cont de legătura directă care există între temperatura aerului şi parmaetrii umezelii aerului şi în special în cazul umezelii relative. Specificul local este indus de faptul că în cazul umezelii relative, caracterul depresionar al regiunii este mai accentuat decât în cazul temperaturii pe fondul valorilor ridicate ale tensiunii vaporilor de apă.

În altă ordine de idei, o serie de valori ale umezelii relative de la Bacău, pot constitui un indiciu pentru producerea unor procese foehnale pe versanţii

estici ai Culmii Pietricicape fondul unor advecţii de aer dinspre vest. Astfel, umezeala relativă minimă absolută a coborât doar la Bacău sub 10%, în condiţii sinoptice care au fost identificate ca fiind favorabile producerii unor astfel de procese. De asemenea, în acest sector central al Culoarului Siretului se înregistrează cel mai mic număr de zile cu umezeală relativă ≥ 80% (cu 10 zile mai puţin decât în restul regiunii), coborârea umezelii relative sub acest prag putând fi cauzată de aceleaşi procese foehnale.

IV.4. Nebulozitatea

Ca element ce sintetizează trăsăturile cantitative şi calitative ale umezelii aerului, nebulozitatea constituie o componentă de bază a individualităţii climatice a Culoarului Siretului. O parte din norii ce se formează în această regiune reprezintă un rezultat complex al trăsăturilor morfologice şi al poziţiei regiunii la est de Carpaţii Orientali, suprapuse peste fondul general dat de circulaţia maselor de aer în cadrul formaţiunilor barice pe teritoriul României. Poziţia la est de Carpaţii Orientali determină producerea unor procese foehnale, ceea ce conduce şi la o reducere a nebulozităţii la nivelul Culoarului Siretului sau determină apariţia unor nori tipici de undă specifici mişcărilor descendente. Caracteristicile morfometrice şi morfologice impun un comportament nefic depresionar şi o dezvoltare predilectă a norilor stratiformi inferiori, mai ales în semestrul rece.

IV.4.1. Nebulozitatea totală

Repartiţia spaţială a nebulozităţii totale. Valorile anuale ale nebulozităţii calculate pentru perioada 1961-2005 sunt apropiate de valorile precedente calculate pe baza observaţiilor anterioare anului 1955. Acestea sunt, pe ansamblu, cuprinse intre 5,5-6 zecimi (5,8 la Adjud şi 5,9 la Roman) valori specifice părţii central-sudice a Moldovei, sectorului central al Bărăganului, Dealurilor şi Câmpiei de Vest şi celei mai mari părţi a Transilvaniei. Valorile medii cresc uşor de la sud la nord, această regulă a distribuţiei fiind distorsionată de influenţa văii Bistriţei în sectorul central al culoarului ce determină valori de 6,2 zecimi la Bacău; aceeaşi discontinuitate la nivelul văii Bistriţei a fost constatată şi în sectorul în care acest râu străbate Subcarpaţii Moldovei (Apostol, 2004). Lacurile de acumulare, profilul transversal al văii ce accentuează stabilitatea atmosferică, deschiderea pentru masele de aer vestice din sectorul montan, dar şi orizontul local mai restrâns al observatorului la staţiile din lungul său pot constitui deopotrivă cauze ale discontinuităţii pe care o reprezintă valea Bistriţei în distribuţia nebulozităţii.

Pe baza reţelei de observaţie din Culoarul Siretului şi regiunile adiacente distribuţia altitudinală a nebulozităţii nu poate fi considerată una omogenă. Astfel, în sectorul nordic nebulozitatea creşte de la 5,7 zecimi la Roman la 6,5 zecimi la Strunga pe o diferenţă de nivel mai mică de 100m. În sectorul central, în schimb, la Plopana (6,0 zecimi), nebulozitatea este mai redusă decât la Bacău

(6,1 zecimi) în ciuda diferenţei altitudinale semnificative dintre cele două staţii. Chiar dacă poziţia celor două staţii din urmă este puţin relevantă pentru sublinierea diferenţierilor altitudinale dintre ele în cazul nebulozităţii, raportul de egalitate dintre cele două poate fi interpretat ca efect al caracteristicilor nefice specifice Culoarului Siretului. Astfel, în anumite situaţii sinoptice de pe parcursul semestrului rece Culoarul Siretului este acoperit de nori stratiformi al căror plafon se extinde până la altitudini de 350-400 m, în timp ce regiunile învecinate precum şi regiunile aflate peste această altitudine rămân libere de nori (Sfîcă, 2010). În compensaţie la această situaţie, în semestrul cald norii Cumulus se formează cu predilecţie la nivelul culmilor, în timp ce valea Siretului ce impune şi mişcări descendente rămâne liberă de astfel de formaţiuni noroase.

Regimul nebulozităţii totale în cursul anului este unul tipic pentru regiunile de deal şi câmpie de la sud şi est de Carpaţi. Maximul se produce simultan cu cel al umezelii relative în luna decembrie, depăşind 7,0 zecimi (tab. 35), valorile cele mai ridicate de pe cuprinsul ţării, specifice regiunilor estice ale ţării şi celor din Câmpia de Vest. Valorile ridicate din această lună sunt determinate de şansele mai mari de condensare generate de umezeala însemnată, pe fondul unei acţiuni ciclonale mai intense decât în celelalte luni ale semestrului rece. Minimul se produce în august, coborând sub 4,5 zecimi, valori ce caracterizează majoritatea regiunilor de deal şi de podiş din România. Frecvenţa mai ridicată a situaţiilor anticiclonale care blochează convecţia şi incidenţa mai mare a maselor de aer de origine tropicală sau continentală constituie principalele elemente explicative ale valorilor reduse din această zonă.

Tabel 35. *Nebulozitatea totală –medii lunare şi anuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

	Ora	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Media	**Adjud**	7,1	6,9	6,5	6,0	5,5	5,0	4,5	4,0	4,6	5,2	6,8	7,2	5,8
	Bacău	7,2	7,1	6,8	6,6	5,9	5,5	5,1	4,7	5,2	5,7	7,1	7,4	6,2
	Secuieni	6,6	6,6	6,5	6,1	5,3	5,0	4,3	4,0	4,7	5,2	6,8	7,1	5,7
	Roman	7,0	6,9	6,5	6,2	5,5	5,3	4,8	4,2	4,9	5,4	6,8	7,2	5,9

Privit in extenso, regimul anual al nebulozităţii poate fi separat în două sezoane: noiembrie-martie cu valori peste 6,5 zecimi şi aprilie-octombrie cu valori sub 6,0 zecimi. Această diferenţiere este impusă în primul rând de evoluţia nebulozităţii inferioare ce prezintă valori mult mai ridicate în semestrul rece prin extinderea mare a norilor stratiformi de gen Stratocumulus (Sfîcă, 2010). Chiar dacă nu se remarcă apariţia unor minime sau maxime secundare, remarcăm faptul că valorile din ianuarie sunt foarte apropiate celor din decembrie, iar intervalul iulie-septembrie este cel mai însorit din an.

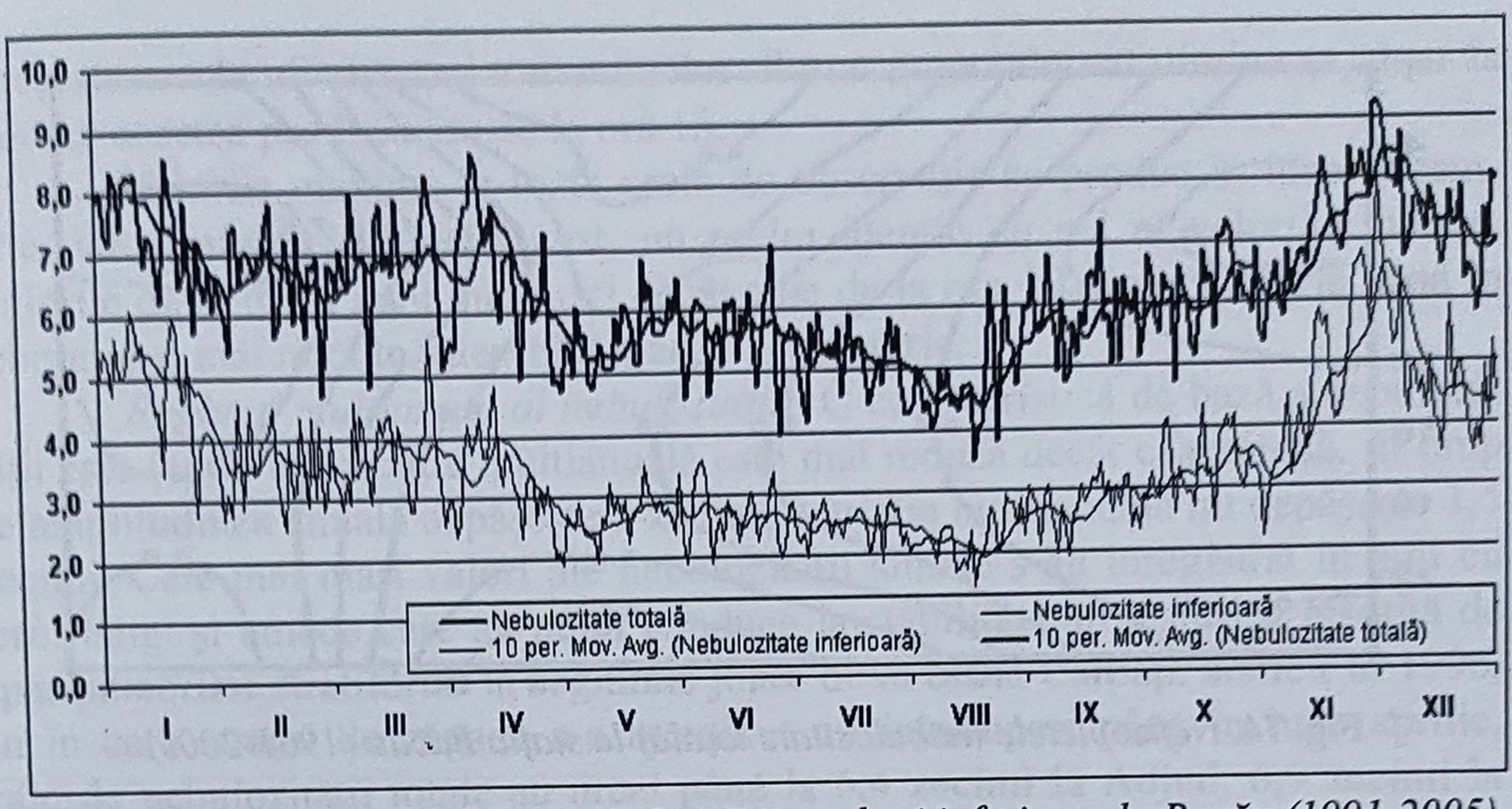


Fig. 73. *Variaţia interdiurnă a nebulozităţii totale şi inferioare la Bacău (1991-2005)*

Dincolo de trăsăturile generale date de analiza la nivel lunar, analiza regimului anual pe baza valorilor zilnice (fig. 73), calculate pentru intervalul 1991-2005, scoate în evidenţă unele trăsături de detaliu ale evoluţiei acestui element:

– ca şi în cazul umezelii relative maximul din decembrie se produce mai clar în prima decadă a acestei luni când la nivel diurn se depăşesc valori de 9,0 zecimi;

– mediile glisante decadice pun în evidenţă un maxim secundar care se produce în a doua decadă a lui aprilie, dar acesta este anulat de scăderea accentuată a nebulozităţii în ultima decadă a acestei luni. Cauza acestui maxim o constituie frecvenţa ridficată a ceţii de evaporaţie ce ia naştere deasupra suprafeţelor acvatice, în această perioadă din an, pe seama contrastului dintre apa mai rece şi aerul mai cald.

– creşterea frecvenţei circulaţiei vestice în a doua decadă a lunii mai conduce de asemenea la o creştere a nebulozităţii totale;

– minimul principal se produce în prima decadă a lunii august, atunci când frecvenţa maselor de aer tropical este cea mai ridicată;

– un minim secundar se produce în ultima decadă a lunii aprilie şi prima decadă din luna mai, înainte de instalarea maselor de aer atlantice cu umezeală şi nebulozitate ridicată.

Regimul diurn al nebulozităţii. Variaţia în 24 de ore este similară la cele 3 staţii din Culoarul Siretului, singura diferenţă fiind dată de valorile ceva mai ridicate de la Bacău, unde valorile se menţin la amiază peste 5,5 zecimi, chiar şi în lunile august şi septembrie. Datorită similitudinii dintre cele 3 diagrame, dincolo de diferenţele cantitative dintre ele, am reprezentat izopletar doar valorile de la Bacău (fig. 74).

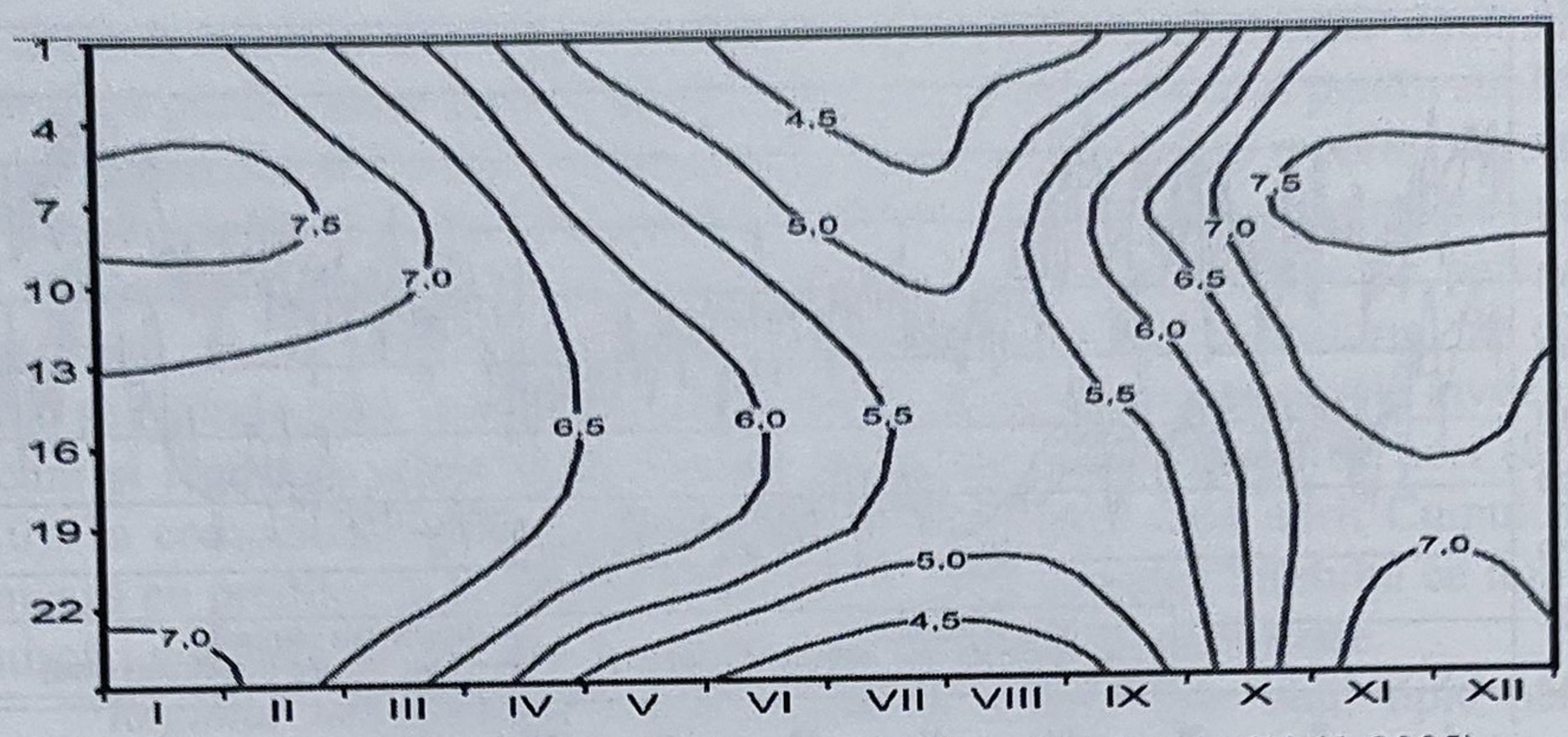


Fig. 74. *Nefizopletele (nebulozitate totală) la staţia Bacău (1961-2005)*

Valorile de peste 7,5 zecimi se înregistrează dimineaţa în semestrul rece, din noiembrie până în februarie, în intervalul orar 6-9, iar valorile cele mai scăzute – sub 4,5 zecimi – se înregistrează în timpul nopţilor de vară în intervalul iunie-septembrie între orele 0-6. Valorile mai ridicate ale nebulozităţii în dimineţile de toamnă – valori peste 6,0 zecimi la ora 7, începând de la mijlocul lui septembrie – contrastează cu valorile scăzute din după-amiezile aceluiaşi anotimp, rezultat al frecvenţei mari a situaţiilor anticiclonale care conduc la amplitudini termice diurne ridicate şi la şanse mai mari de condensare în cursul dimineţii. Ceaţa rezultată în urma acestor procese de condensare evoluează sub influenţa radiaţiei solare în nori Stratus fractus sau chiar Stratocumuls înainte de disipare. În intervalul maximului pluviometric din mai-iunie maximul diurn al nebulozităţii se produce în cursul orelor de după-amiază, în intervalul 14-18, interval ce corespunde intensităţii maxime a proceselor convective, fapt ce subliniază rolul acestor procese în producerea precipitaţiilor din această perioadă a anului.

Valorile orare ale nebulozităţii reprezintă un idicator deosebit de sugestiv al rolului stabilităţii/instabilităţii atmosferice în dezvoltarea formaţiunilor noroase. Sub acest aspect, putem distinge două sezoane în timpul anului în funcţie de prevalenţa stabilităţii, respectiv a instabilităţii în apariţia norilor. Astfel, sezonul instabil se extinde din aprilie până în august şi este indicat de apariţia maximului diurn în orele de după-amiază, legat de procesele convective.

Sezonul stabil – extins din septembrie până în martie – este indicat de producerea maximului diurn al nebulozităţii în cursul orelor de dimineaţă sub directa influenţă a răcirilor radiative ce se produc cu o mai mare intensitate sub influenţa regimului anticiclonal. Sezonul stabil, delimitat pe baza criteriul nefic de mai sus, prezintă extinderea cea mai mare în Culoarul Siretului, în regiunile învecinate – Subcarpaţii Moldovei, Câmpia Moldovei şi Podişul Bârladului – şi luna septembrie fiind o lună în care maximul diurn se produce după-amiaza. Stabilitatea mai accentuată ce se face resimţită în Culoarul Siretului conduce la

înregistrarea la nivel anual a maximelor diurne preponderent dimineaţa, doar la Roman acestea producându-se la ora 13.

Valorile maxime la toate orele de observaţie se produc în luna decembrie, iar minimul în luna august, un regim identic cu cel al valorilor lunare. Valorile de la ora 1 sunt mai mari decât cele de la ora 19 din octombrie până în februarie şi mai mici în intervalul martie-septembrie.

Regimul multianual al nebulozităţii. O caracteristică de bază a nebulozităţii este faptul că variaţia multianuală este mai redusă decât cea anuală. În timp ce amplitudinea anuală depăşeşte 3 zecimi, variaţia multianuală nu depăşeşte 1,5 zecimi. Cele mai mari valori ale nebulozităţii anuale s-au înregistrat în anii cu ierni lungi şi umede care au putut conduce la stabilitate atmosferică însoţită de apariţia norilor stratiformi în regiunile joase de la est la Carpaţi. Astfel, în 1996, an în care stratul de zăpadă s-a menţinut cu întreruperi până în luna aprilie, valorile nebulozităţii totale au urcat până la 6,4 zecimi la Adjud, 6,9 zecimi la Bacău şi 6,7 zecimi la Roman. Cele mai reduse valori anuale s-au înregistrat în ani cu ierni scurte şi umezeală redusă ce au împiedicat dezvoltarea norilor stratiformi. Astfel de ani au fost anii 1983, când valoarea anuală a nebulozităţii a coborât până la 5,1 zecimi la Roman şi 5,5 zecimi la Bacău, sau 1963, când s-a înregistrat valoarea minimă de 4,8 zecimi la Adjud.

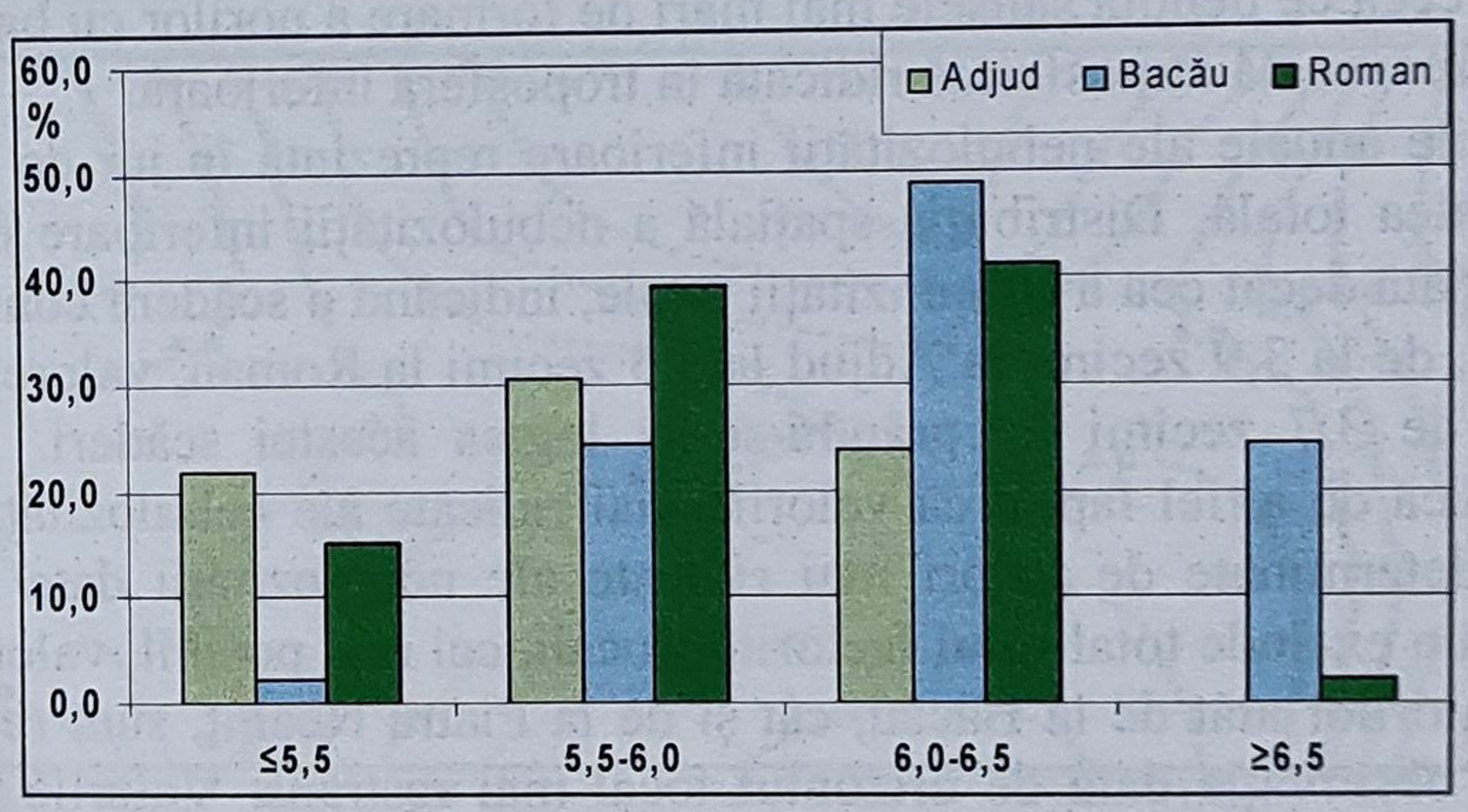


Fig. 75. *Frecvenţa nebulozităţii anuale pe clase de valori în Culoarul Siretului*

Analiza frecvenţei pe clase de valori (fig. 75), pe lângă exprimarea clară a variabiliăţii multianuale, subliniază şi relevanţa mediei de la cele trei staţii pentru şirul aferent de valori. Constatăm că media corespunde clasei modale la Adjud şi Bacău, în timp ce la Roman se remarcă o asimetrie de dreapta ce denotă frecvenţa ridicată a anilor cu nebulozitate mai mare decât media. Trebuie să remarcăm că prin extinderea latitudinală Culoarul Siretului se suprapune în sud peste cele mai clare influenţe de excesivitate ce impun şi nebulozitate foarte redusă în anotimpul de vară, în timp ce sectorul nordic se apropie de sectorul cu influenţe atlantice mult mai accentuate, specific Podişului Sucevei. Această creştere a

nebulozităţii spre nord este scoasă în evidenţă mai ales de ponderea valorilor de 6,0-6,5 zecimi în valorile multianuale, pondere care este de numai 23,9% la Adjud, dar de 41,3% la Roman, chiar dacă diferenţa dintre cele două staţii este de doar 0,1 zecimi (5,9 zecimi la Roman faţă de 5,8 zecimi la Adjud).

Ponderea cea mai mare a acestei clase de valori în valorile anuale este deţinută de Bacău, unde aproape 50% din ani sunt cuprinşi în acest ecart. Totodată, 24,5% din ani au valori mai mari de 6,5 zecimi, ceea ce constituie atât rezultatul situării pe valea Bistriţei, cu toate influenţele amintite, dar şi o expresie clară a condiţiilor depresionare pe care le deţine Culoarul Siretului între Răcăciuni şi Bacău.

IV.4.2. Nebulozitatea inferioară

Nebulozitatea inferioară reprezintă un parametru mai relevant ca semnificaţie meteorologică decât nebulozitatea totală, deoarece în evaluarea sa observatorii ţin cont de norii care pot genera precipitaţii. Interpretarea climatică a valorilor acestui parametru este alterată de metodologia de realizare a observaţiilor asupra acestor nori; în cazurile în care nu există pe cer nori din familia celor inferiori sau a celor cu dezvoltare verticală sunt incluşi în această categorie norii mijlocii. Cu toate acestea, corelaţia dintre valorile medii diurne ale umezelii relative şi nebulozitatea inferioară este mai bună decât corelaţia cu nebulozitatea totală, ceea ce denotă şansele mai mari de formare a norilor cu baza joasă în condiţii de umezeală atmosferică ridicată în troposfera inferioară.

Valorile anuale ale nebulozităţii inferioare reprezintă în jur de 60-70% din nebulozitatea totală. Distribuţia spaţială a nebulozităţii inferioare este una mult mai regulată decât cea a nebulozităţii totale, indicând o scădere continuă de la sud la nord, de la 3,9 zecimi la Adjud la 3,5 zecimi la Roman, valorea medie de la Bacău de 3,7 zecimi integrându-se în logica acestei scăderi. Această distribuţie indică de altfel faptul că valorile mai ridicate ale nebulozităţii totale de aici sunt determinate de valori mai ridicate ale nebulozităţii date de nori superiori. Fără a exclude total rolul factorilor locali, cel mai posibil, valorile mai ridicate ale valorilor atât de la Bacău, cât şi de la Piatra Neamţ, sunt rezultatul condiţiilor de observaţie date de orizontul local mai restrâns. Valorile ridicate din sectorul sudic al culoarului sunt determinate de altitudinile mai reduse şi apropierea de Câmpia Română, ceea ce conduce la o incidenţă mai mare a norilor stratiformi ce marchează stabilitatea atmosferică accentuată (Sfîcă, 2010). De altfel, în lunile ianuarie şi februarie, când astfel de condiţii de stabilitate sunt mai frecvente, valorile de la Adjud sunt mai mari cu cca 1 zecime decât la Roman.

Regimul anual al nebulozităţii inferioare este identic cu cel al nebulozităţii totale, maximul înregistrându-se în decembrie, cu valori peste 5,0 zecimi, iar minimul în august, cu valori ce coboară sub 2,5 zecimi. Doar la Adjud maximul se înregistrează în ianuarie din motive pe care le-am amintit anterior. În intervalul iunie-septembrie valorile nebulozităţii inferioare scad sub 3,0 zecimi,

ca rezultat al dispariţiei norilor stratiformi, în timp ce în decembrie-ianuarie valorile depăşesc 5,0 zecimi. Valorile diurne ale nebulozităţii inferioare, calculate pentru intervalul 1961-2005, indică un mers anual identic cu cel al nebulozităţii totale, cu aceleaşi maxime şi minime secundare (tab. 36).

Tabel 36. *Nebulozitatea inferioară – medii lunare şi anuale în Culoarul Siretului (1961-2005)*

Ora		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Media	Adjud	5,6	5,1	4,4	3,7	3,2	2,9	2,6	2,3	2,8	3,4	5,0	5,5	3,9
	Bacău	5,0	4,9	4,2	3,6	3,0	2,8	2,6	2,3	2,7	3,2	4,9	5,2	3,7
	Secuieni	4,6	4,6	4,2	3,7	3,1	3,1	2,6	2,3	2,6	3,3	4,8	5,1	3,7
	Roman	4,6	4,2	3,9	3,3	3,0	2,9	2,6	2,2	2,4	3,1	4,5	4,8	3,5

Valorile medii la termenele de observaţie climatică prezintă caracteristici similare cu cele ale nebulozităţii totale. Cele mai mari valori depăşesc 5,5 zecimi în noiembrie-ianuarie în intervalul orar 5-8, cu două zecimi mai puţin decât valorile nebulozităţii totale din acelaşi interval. Cele mai mici valori se înregistrează în iunie-august în intervalul 0-6 şi coboară sub 2,0 zecimi (fig. 76).

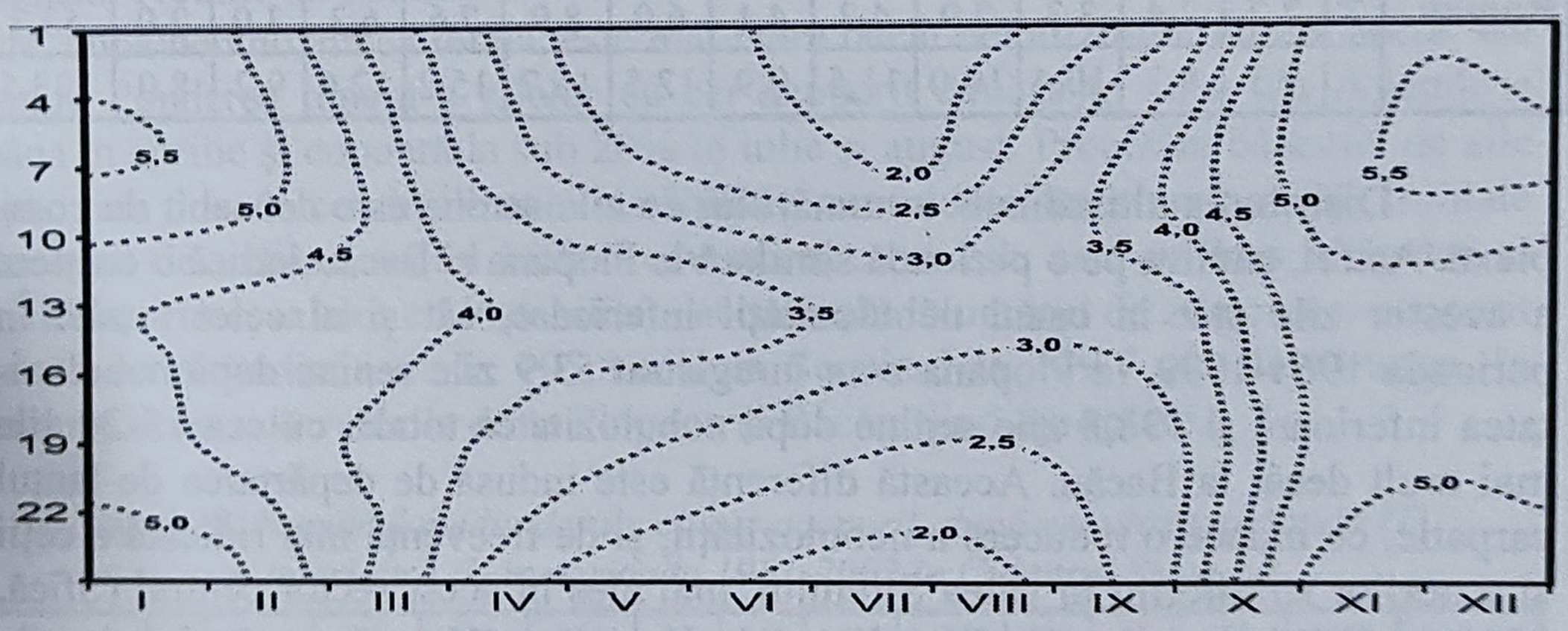


Fig. 76. *Nefizopletele (nebulozitate inferioară) la staţia Bacău (1961-2005)*

Maximul diurn se produce dimineaţa la Adjud şi după-amiaza la Roman şi Bacău, valorile din cursul nopţii fiind identice cu cele de seară. Maximul de dimineaţă este cauzat de norii stratiformi care se dezvoltă ca urmare a proceselor radiative, în timp ce maximul postmeridian este cauzat de mişcările convective.

IV.4.3. Numărul mediu de zile cu cer senin, noros şi acoperit

Atlasul României (1972-1979) plasează sectorul central-nordic al Culoarului Siretului, alături de înălţimile carpatice la peste 2000 m, printre regiunile cu cel mai redus ***număr de zile cu cer senin*** ($N \leq 2$ zecimi), fiind indicate mai puţin de 40 de astfel de zile după nebulozitatea totală. Aceeaşi particularitate a

distribuţiei numărului de zile cu cer senin este indicată şi de *Atlasul Climatologic al României* (1966), fiind indicate în acest sector sub 80 de astfel de zile (pe baza a 3 observaţii pe zi). Pe baza datelor prelucrate pentru perioada recentă, aceste valori reduse se păstrează în sectorul central – 38,0 de zile la Bacău – cu cca 10 zile mai puţine decât la Adjud – 55,8 zile şi Roman – 53,3 zile (tab. 37). În cazul nebulozităţii inferioare situaţia se păstrează, dar diferenţele dintre Bacău şi celelalte staţii sunt mai reduse, astfel încât se poate vorbi de o creştere a numărului de zile senine după acest parametru de la sud la nord.

Tabel 37. *Numărul mediu de zile cu cer senin după nebulozitatea totală (T) şi inferioară (I) în perioada 1961-2002 în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	***T***	2,4	2,7	3,4	3,4	4,3	4,5	6,3	9,5	7,1	6,4	3,1	2,5	55,8
	I	5,9	6,6	9,0	9,1	11,2	11,2	13,6	15,9	12,7	11,3	7,2	5,9	119,6
Bacău	***T***	1,9	1,8	2,4	2,3	2,5	2,6	4,4	6,7	5,4	4,5	2,1	1,5	38,0
	I	7,5	6,5	8,5	8,7	10,3	10,3	12,0	15,1	13,2	12,0	7,7	6,5	118,3
Secuieni	***T***	3,1	2,9	3,7	3,5	5,7	5,4	8,4	10,2	7,2	6,1	3,0	2,4	61,4
	I	9,7	8,7	10,5	10,3	13,0	11,8	15,5	17,4	15,2	12,2	8,3	8,0	140,7
Roman	***T***	2,7	2,4	3,3	2,9	4,3	4,1	6,0	8,9	7,6	6,3	3,0	2,0	53,3
	I	9,3	9,2	10,4	10,0	11,5	9,9	12,5	15,7	15,2	12,6	9,2	8,0	133,5

Distribuţia altitudinală a numărului de zile senine este deosebit de complexă. Astfel, analiza pe o perioadă similară la Plopana şi Bacău indică o creştere a acestor zile atât în cazul nebulozităţii inferioare, cât şi al celei totale. În perioada 1964-1999, la Plopana s-au înregistrat 53,9 zile senine după nebulozitatea inferioară şi 138,8 zile senine după nebulozitatea totală, cu cca 15-20 zile mai mult decât la Bacău. Această diferenţă este indusă de depărtarea de lanţul carpatic, ce induce o reducere a nebulozităţii, şi de frecvenţa mai ridicată a ceţii şi a norilor stratiformi în valea Siretului, mai ales în acest sector central (Sfîcă, 2010). În schimb, în sectorul nordic se revine la o scădere a numărului de zile odată cu creşterea altitudinii. Pe perioada comună 1978-1999 valorile scad de la 64,1 la Secuieni-Roman, la 56,5 la Roman şi 39,0 zile senine la Strunga, diferenţă foarte mare pentru staţii situate pe un palier altitudinal mai mic de 100 m şi pe o distanţă mai mică de 20 km. Aceste diferenţieri în distribuţia altitudinală a parametrului analizat de-a lungul Culoarului Siretului exprimă pe de o parte o circulaţie atmosferică mai intensă în sectorul nordic al regiunii, în timp ce sectorul central resimte influenţa climatogenă mai ridicată a factorilor locali.

Regimul anual al acestor zile este invers faţă de cel al nebulozităţii totale, cu valorile maxime în august, când cca 10 zile sunt senine după nebulozitatea totală şi 15 după cea inferioară, şi minime în decembrie în partea central-

nordică şi ianuarie în sud, la Adjud. În lunile de iarnă, de altfel, se înregitrează lunar, pe ansamblul regiunii, mai puţin de 3 zile senine.

Numărul de zile cu cer acoperit (nebulozitate medie zilnică ≥ 8 zecimi) depăşeşte 100 după nebulozitatea totală şi 40 după cea inferioară. Valoarea maximă se înregistrează în regiunea de confluenţă a Bistriţei cu Siretul unde se ajunge la 118 zile anual, cu 15 zile mai mult decât în nordul şi sudul regiunii (tab. 38). De altfel, Culoarul Siretului reprezintă singura regiune din exteriorul arealului montan şi submontan cu valori ≥ 100 de zile acoperite mai ales pe fondul dominanţei formaţiunilor stratiforme (fig. 77). În general, valorile cresc de la sud la nord, mai ales pe seama numărului mai mare de zile acoperite din timpul verii din nordul regiunii. În mod contrar, numărul de zile acoperite după nebulozitatea inferioară scade de la sud la nord; dacă la Adjud raportul dintre numărul de zile acoperite după nebulozitatea inferioară şi totală este de 1/2, în nordul regiunii raportul coboară la 1/3. Valorile mai mari după nebulozitatea totală din nordul regiunii indică o frecvenţă mai ridicată a formaţiunilor noroase asociate fronturilor atmosferice aferente ciclonilor mobili atlantici ce traversează regiunea de la nord-vest spre sud-est (Apostol & Sfîcă, 2011).

Regimul anual al zilelor cu cer acoperit este invers celui al zilelor cu cer senin, maximul înregistrându-se în decembrie-ianuarie, iar minimul în iulie-august. Trebuie să subliniem că doar în luna decembrie numărul de zile acoperite, după nebulozitatea totală, este mai mare decât cel al zilelor cu cer noros sau senin. Ponderea lunară a zilelor cu cer acoperit depăşeşte 40% din noiembrie până în aprilie şi coboară la sub 20% în iulie şi august. Precizăm că astfel de zile apar vara doar în condiţiile unei instabilităţi accentuate sau a unor pasaje frontale deosebit de extinse, astfel încât frecvenţa acestor zile este un bun indicator al incidenţei intervalelor cu instabilitate accentuată. Numărul de zile cu cer acoperit creşte cu altitudinea de la 105,8 zile la Secuieni la 139,7 zile la Strunga, în regiunea centrală valorile de la Plopana şi Bacău fiind apropiate.

Tabel 38. *Numărul mediu de zile cu cer acoperit, după nebulozitate totală (T) şi inferioară (I) în perioada 1961-2002 în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Adjud	***T***	13,8	12,2	11,7	9,1	7,2	5,2	4,1	***3,5***	4,5	6,8	12,1	**15,0**	104,9
	I	9,3	7,4	5,7	3,2	1,9	0,9	***0,5***	0,7	1,5	2,8	8,0	**9,4**	51,2
Bacău	***T***	14,3	12,9	12,9	10,8	7,8	6,3	4,9	***4,4***	6,3	8,0	13,8	**15,5**	118,0
	I	7,3	6,5	5,3	2,3	0,9	0,6	***0,4***	0,4	0,8	2,4	7,4	**8,3**	42,7
Secuieni	***T***	12,5	12,1	12,6	8,9	7,1	5,5	***3,6***	4,2	5,0	7,1	13,1	**14,1**	105,8
	I	6,9	6,0	5,0	3,0	1,6	1,4	***1,0***	1,1	1,0	2,0	6,2	**6,9**	42,0
Roman	***T***	14,0	12,4	11,9	9,5	7,6	5,8	5,0	***4,1***	5,9	7,4	13,2	**15,1**	111,6
	I	**7,1**	5,6	4,7	2,4	1,4	0,7	0,5	***0,3***	1,0	2,3	6,5	6,9	39,4

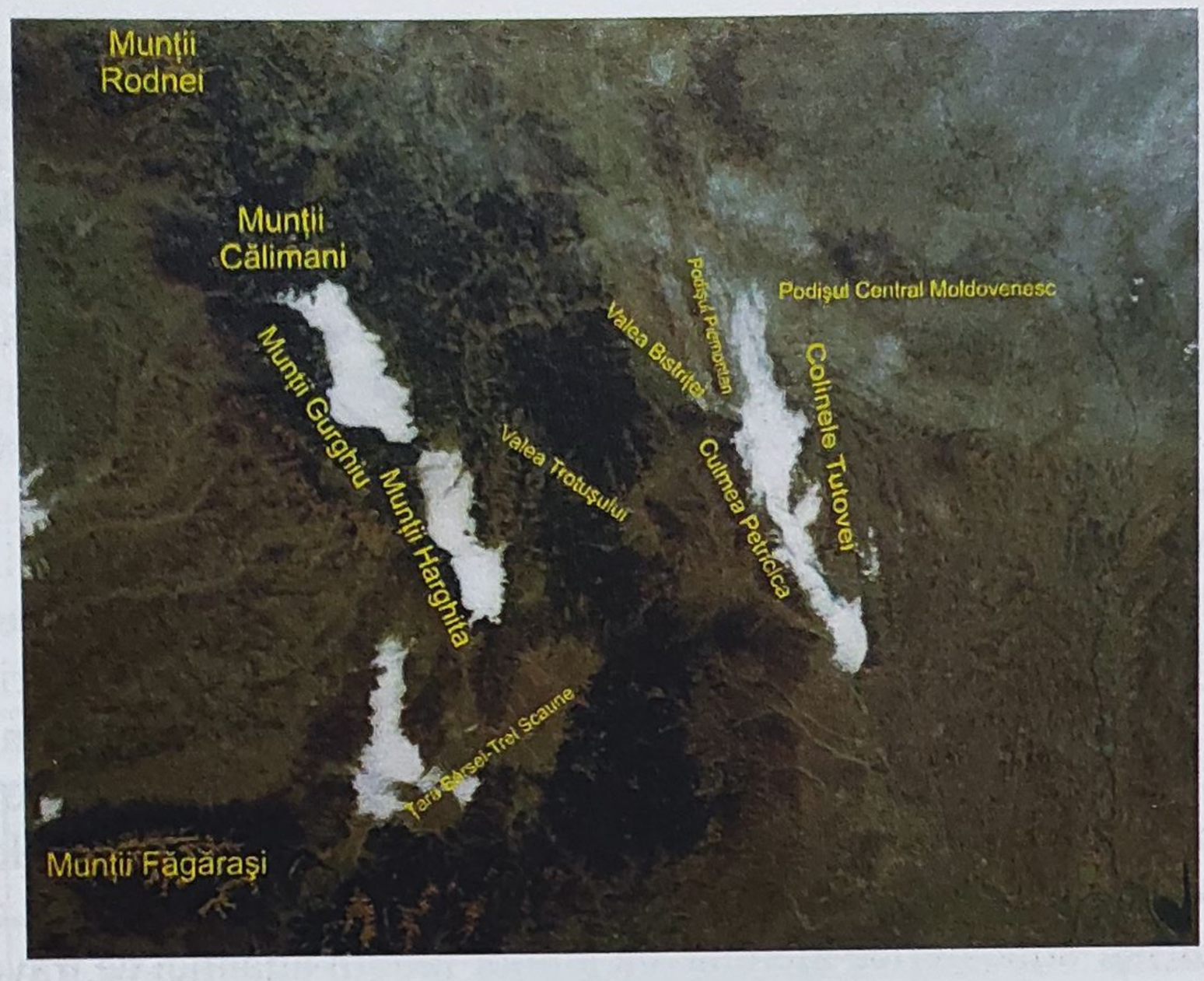


Fig. 77. *Extinderea formaţiunilor noroase stratiforme în data de 26.X.2004 (Depresiunea Ciuc, Depresiunea Giurgeu, Ţara Bârsei şi Culoarul Siretului). Imagine MODIS Terra*

IV.4.4. Tipuri de nori

Interpretarea observaţiilor referitoare la tipurile de formaţiuni noroase trebuie să ţină cont de caracterul subiectiv al observaţiilor şi de metodologia de realizare a acestora. Caracterul subiectiv al observaţiilor ţine de experienţa celui care face observaţiile şi de capacitatea acestuia de a decela tipuri de nori asemănători. Problemele de ordin metodologic sunt date de faptul că tipurile de nori apar de cele mai multe ori simultan pe cer, ceea ce îngreunează aprecierea integrală a acestora. În mod evident, observaţiile realizate de la nivelul suprafeţei terestre conduc la o subapreciere a prezenţei norilor superiori şi mijlocii, a căror prezenţă nu poate fi apreciată în situaţii în care cerul este acoperit parţial sau integral de nori inferiori.

Dincolo de aceste probleme, frecvenţa absolută a norilor este deosebit de relevantă, în special dacă urmărim frecvenţa acelor formaţiuni noroase care constituie un indicator parţial sau integral al stării vremii. Astfel, frecvenţa norilor Stratus, nori de ceaţă, constituie un indicator deosebit de exact al frecvenţei fenomenului pe care îl generează (tab. 39). Norii Stratocumulus reprezintă un foarte bun indicator al stratificărilor termice stabile în troposfera inferioară, aşa cum norii Cumulonimbus şi în bună măsură cei Cumulus indică stratificările termice instabile. Norii Nimbostratus indică foarte bine perioadele de instabilitate legată de prezenţa fronturilor calde. Norii mijlocii şi cei superiori pot să apară în contexte sinoptice foarte variate, astfel încât relevanţa lor climatică în raport cu factorii locali este mai atenuată.

Tabel 39. *Frecvenţa absolută a genurilor de nori la staţia meteorologică Bacău (1991-2005)*

Bacău	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb	Lipsă nori
I	9,4	0,0	0,7	58,6	32,8	4,6	27,8	30,3	3,4	0,5	18,5
II	12,6	0,1	0,6	63,3	31,8	5,7	30,0	11,3	5,1	0,8	22,3
III	16,1	0,1	0,9	73,8	35,9	9,7	35,9	8,3	10,9	3,5	17,8
IV	16,8	0,1	1,3	81,6	35,9	4,8	37,4	3,8	19,0	9,2	14,3
V	22,1	0,1	1,1	80,1	21,2	2,7	27,2	1,7	26,7	16,3	22,3
VI	20,2	0,0	0,8	77,4	20,5	1,3	19,1	1,1	28,3	24,0	23,0
VII	15,6	0,1	0,6	77,0	16,2	0,3	16,7	0,8	35,1	19,7	29,6
VIII	13,3	0,0	0,3	71,3	16,5	0,6	20,8	1,2	25,9	15,5	36,3
IX	16,3	0,0	0,9	77,1	26,8	2,4	32,8	3,6	17,0	7,3	26,2
X	17,1	0,2	1,0	69,3	28,3	4,6	33,1	11,1	13,0	2,3	26,9
XI	11,8	0,1	0,4	55,2	25,8	9,5	25,3	26,2	4,6	0,8	18,4
XII	8,1	0,0	0,5	58,8	34,7	8,1	30,8	28,8	3,3	0,5	18,4
Anual	**14,9**	**0,1**	**0,8**	**70,3**	**27,2**	**4,5**	**28,1**	**10,7**	**16,0**	**8,4**	**22,8**

Pentru Culoarul Siretului, dacă excludem norii mijlocii şi superiori care nu au valoare de indicator pentru tipurile de vreme, dominanţi sunt norii Stratocumulus, ce indică dominanţa stărilor de vreme stabile, specifice mai ales semestrului rece, atunci când frecvenţa acestor nori este maximă (Sfîcă, 2010).

În urma evaluării pe baza imaginilor satelitare MODIS anual se înregistrează cca 15 zile de nebulozitate stratiformă limitată la Culoarul Siretului (Sfîcă, 2010), majoritatea acestor zile fiind concentrate în luna noiembrie (fig. 78).

Frecvenţa acestor nori scade de la nord la sud, în strânsă corelaţie cu numărul de zile cu cer acoperit, deoarece de cele mai multe ori norii de tip Stratocumulus conduc la o acoperire totală a cerului. Norii Stratus au incidenţa cea mai mare în sectorul central al culoarului, validând afirmaţiile anterioare referitoare la comportamentul meteo-climatic de tip depresionar al regiunii cuprinse între Răcăciuni şi Bacău, acolo unde valea Siretului este foarte bine încadrată între Culmea Pietricica şi Dealurile Răcătăului ale căror altitudini medii sunt de 450-600 m. La morfologia depresionară se adaugă şi aportul sporit de vapori de apă din cursurile Siretului şi Bistriţei şi din lacurile de acumulare amenajate în acest sector.

Deopotrivă, frecvenţa mai mare a norilor Cumulus la Bacău subliniază, după opinia noastră, aceleaşi condiţii de stabilitate atmosferică mai accentuată care împiedică evoluţia norilor Cumulus în nori Cumulonimbus. Frecvenţa maximă a norilor Cumulonimbus este înregistrată în iulie, lună în care se regăsesc cele mai

bune condiţii pentru instabilizarea atmosferei (frecvenţă mai redusă a situaţiilor anticiclonale decât în august şi o umezeală atmosferică mai ridicată).

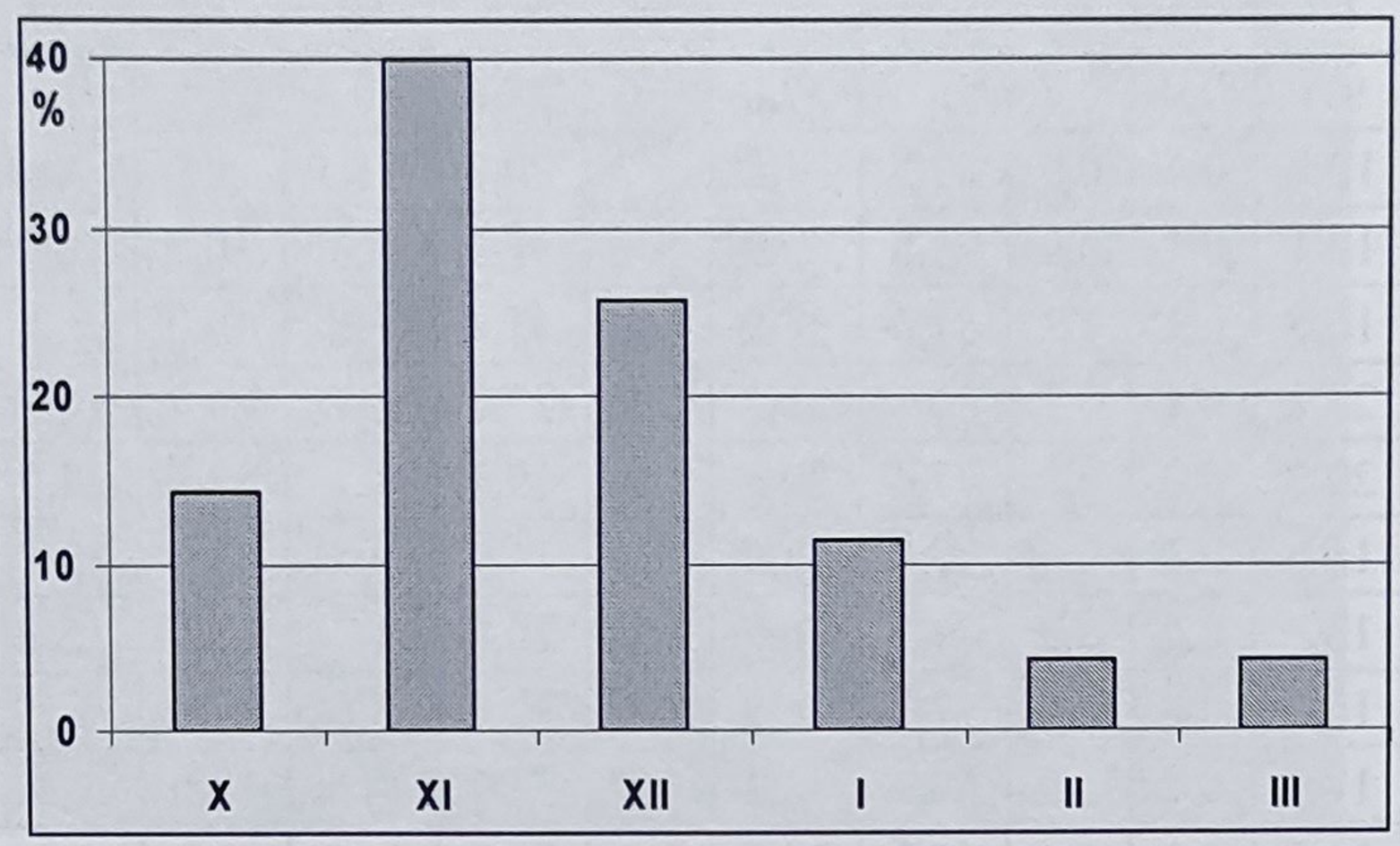


Fig. 78. *Frecvenţa lunară a zilelor cu nebulozitate stratiformă şi ceaţă exclusiv pe valea Siretului (Sfîcă, 2010)*

Frecvenţa ridicată a norilor Nimbostratus în sudul regiunii ar putea conduce la ideea unei frecvenţe mai mari a fronturilor atmosferice calde cărora le sunt specifici aceşti nori. Cu toate acestea, cunoscută fiind extinderea mare a acestor nori, este foarte posibil ca această diferenţiere să provină din aprecierea diferită a aceleeaşi formaţiuni noroase. Dacă această diferenţă nu provine dintr-o deficienţă de observaţie, incidenţa mai mare a acestor nori în sudul regiunii, în regiunea curburii carpatice, poate proveni din fronturile calde ale ciclonilor mediteraneeni sau ale celor retrograzi peste Marea Neagră.

Norii superiori au o frecvenţă ridicată, ceea ce ţine de de caracteristicile termo-higrice ale troposferei medii şi superioare. Observaţiile de la sol indică o frecvenţă mai mare a acestor formaţiuni noroase în timpul verii, comportament explicat de imposibilitatea observării acestor nori în zilele de iarnă când cerul este de cele mai multe ori acoperit de nori inferiori. Dată fiind opacitatea norilor inferiori şi transparenţa celor superiori, observaţiile satelitare asupra nebulozităţii ar fi mult mai utile în aprecierea mai corectă a tipurilor de formaţiuni noroase prezente pe cer.

Diferenţa între suma genurilor de nori indicatori de stabilitate (Stratocumulus şi Stratus) şi suma norilor indicatori de instabilitate (Cumulus şi Cumulonimbus) poate constitui un indice foarte expresiv în delimitarea celor două sezoane în timpul anului (fig. 79). Astfel, în intervalul mai-septembrie domină norii cu dezvoltare verticală, subliniind extinderea sezonului de instabilitate atmosferică accentuată despre care am vorbit mai sus.

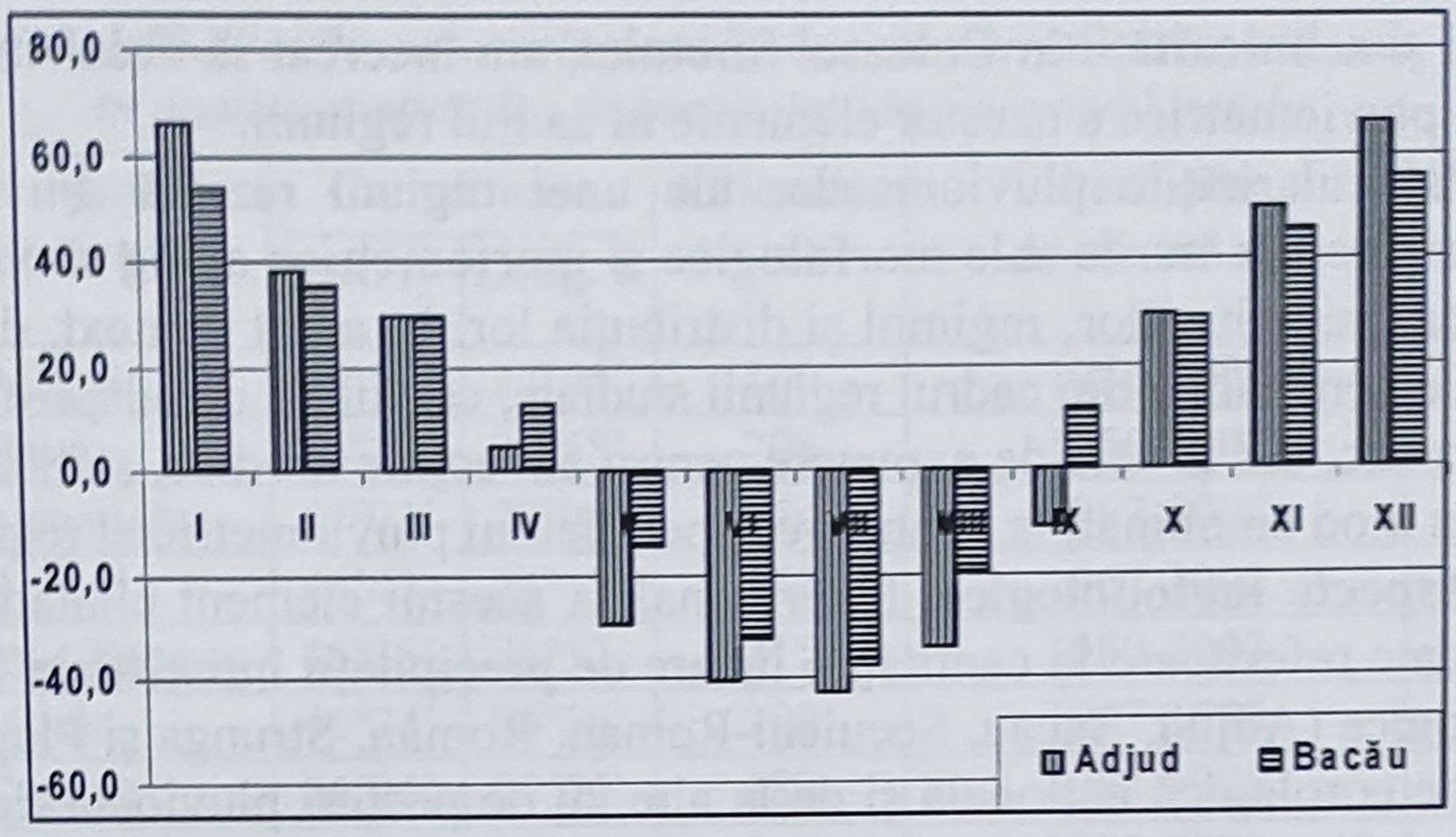


Fig. 79. *Regimul anual al diferenţelor între numărul de cazuri cu nori Sc/St şi Cu/Cb*

Nebulozitatea – concluzii sectoriale. *Nebulozitatea reprezintă un adevărat indice sintetic ce cumulează caracteristicile temperaturii şi ale umezelii aerului. Cu toate că umezeala relativă prezintă valori foarte ridicate, nebulozitatea totală nu depăşeşte 6,5 zecimi, iar cea inferioară nu trece de 4,5 zecimi, valori ce se înscriu în media regiunilor de deal şi podiş din România. Remarcăm că regiunea deţine atât un număr ridicat de zile cu cer acoperit – ca urmare a condiţiilor nefice din semestrul rece –, cât şi un număr mare de zile cu cer senin – ca urmare a condiţiilor nefice din semestrul cald. De altfel, se poate vorbi de două mari sezoane (definite pe baza raportului dintre numărul de cazuri cu nori St/Sc şi cel cu nori Cu/Cb: sezonul nefic stratiform, extins din octombrie până în aprilie şi sezonul nefic convectiv, extins din mai până în septembrie. Dacă luăm în calcul datele din Clima României 2008, putem vorbi în Culoarul Siretului de un sezon nefic stratiform mai extins decât în regiunile învecinate din estul ţării.*

Caracteristica specifică a Culoarului Siretului, sub aspectul nebulozităţii, este dată de prezenţa norilor stratiformi pe parcursul semestrului rece – mai ales în intervalul octombrie-decembrie – exclusiv în această regiune, în condiţiile în care regiunile învecinate sunt lipsite de formaţiuni noroase (Sfică, 2010). Aşadar, nebulozitatea întregeşte caracteristicile meteorologice depresionare menţionate în cazul temperaturii şi umezelii. De asemenea, prezenţa norilor de undă la est de Carpaţii Orientali, inclusiv în arealul regiunii studiate, constituie o altă particularitate.

IV.5. Precipitaţiile atmosferice

Alături de temperatura aerului, precipitaţiile atmosferice conturează profilul climatic general al oricărei regiuni. Parametrii principali ai precipitaţiilor atmosferice sunt direct influenţaţi de caracteristicile higrice şi de nebulozitate ale regiunii. Ţinând cont de trăsăturile specifice analizate anterior în privinţa umeze-

lii aerului şi nebulozităţii în Culoarul Siretului, am încercat să decelăm care este amprenta pluviometrică a acestor elemente în cadrul regiunii.

Particularităţile pluviometrice ale unei regiuni rezultă din modul şi măsura în care trăsăturile sale morfologice şi morfometrice ajung să influenţeze producerea precipitaţiilor, regimul şi distribuţia lor. În acest context, diferenţele altitudinale apreciabile din cadrul regiunii studiate, condiţiile de adăpost create de lanţul carpatic, dar şi cele de expunere pentru advecţiile nordice, sudice şi estice conduc, în mod combinat, la conturarea specificului pluviometric al regiunii.

Aspecte metodologice. Pentru analiza acestui element climatic au fost utilizate date referitoare la cantităţile lunare de precipitaţii înregistrate la 6 staţii meteorologice (Adjud, Bacău, Secuieni-Roman, Roman, Strunga şi Plopana) din reţeaua meteorologică naţională şi de la alte 20 de posturi pluviometrice situate în Culoarul Siretului sau în regiunile limitrofe (tab. 40). Pentru o coerenţă mai ridicată a rezultatelor în ceea ce priveşte spaţializarea cantităţilor de precipitaţii am preferat să utilizăm o perioadă comună de 31 de ani cuprinsă între 1970-2000, cu date reale de observaţie, neprelungite statistic de la 17 puncte de observaţie (tab. 40). Chiar dacă în cadrul regiunii au funcţionat staţii meteorologice şi posturi pluviometrice şi anterior anului 1956, acestea nu au fost luate în considerare pentru descrierea particularităţilor actuale ale acestui element climatic, ele constituind obiectul unei analize multianuale separate a principalelor elemente climatice.

Suntem de părere că aceste perioade pot fi considerate suficiente pentru sublinierea trăsăturilor pluviometrice generale ale regiunii, ţinând cont că perioada de referinţă pentru realizarea studiilor climatice acceptată pe plan mondial este de 30 de ani, iar pentru precipitaţii aceasta ajunge la 45 de ani. În plus, în analiza spaţială am preferat să renunţăm la o serie de posturi pluviometrice cu perioadă mai redusă de observaţie pentru a menţine, pe cât posibil, coerenţa rezultatelor spaţializării cantităţilor de precipitaţii la nivel anual şi semestrial. Pentru analiza cantităţilor de precipitaţii zilnice şi a numărului de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii au fost utilizate datele de la principalele staţii meteorologice din reţeaua ANM, densitatea redusă fiind suplinită de utilizarea unui şir lung de observaţie, respectiv 1956-2005. Pentru aceşti parametri au fost utilizate şi date de la staţii meteorologice din vecinătate (Strunga şi Plopana) cu perioadă mai lungă de observaţie.

Inconvenientul major sub aspect metodologic rezultă din deficienţa de fond a sistemului de monitorizare meteorologică din România, deficienţă care constă în concentrarea punctelor de observaţie în regiunile joase. Astfel, chiar dacă altitudinile maxime ale regiunii urcă până la 700 m, posturile pluviometrice sunt distribuite până la maximum 325 m, astfel încât cartografierea distribuţiei cantităţii de precipitaţii la altitudini mai mari de acest nivel a fost realizată ţinându-se cont de gradienţii pluviometrici înaintaţi în literatura de specialitate.

Tabel 40. *Staţiile meteorologice şi posturile pluviometrice utilizate în analiza cantităţilor de precipitaţii în Culoarul Siretului*

	Staţia / postul pluviometric	Coordonate		Altitudine (m)	Perioada de observaţie	Lungimea cumulată (ani)
		Lat. N	Long. E			
1	**Adjud**	46° 06'	27°05'	100	1956-2005	50
2	**Bacău**	46°15'	26°58'	208	1956-2005	50
3	Boghicea-Bâra	47°03'	27°04'	254	1967-2002	35
4	Buhuşi	46°43'	26°43'	280	1967-2003	37
5	Luncani-Chetrosu	46°36'	26°52'	215	1980-2003	24
6	Cleja	46°24'	26°56'	200	1967-1998	32
7	Cucova	46°26'	27°05'	180	1984-1998	15
8	Doljeşti	47°03'	26°58'	215	1978-1998	20
9	Drăgeşti	46°44'	26°57'	158	1969-2003	35
10	Făurei	46°55'	26°43'	275	1979-1998	20
11	Gârleni	46°39'	26°46'	245	1984-2003	20
12	Gherăeşti	47°02'	26°49'	223	1978-2000	22
13	Goşmani	46°55'	26°43'	310	1969-1998	30
14	Heleşteni	47°12'	26°52'	275	1968-2003	30
15	Măgura	46°33'	26°50'	225	1967-2003	37
16	Moldoveni	46°49'	26°47'	280	1967-2002	35
17	Muncelu de Sus	47°07'	26°44'	325	1967-1998	31
18	Orbeni	46°17'	27°03'	130	1980-1998	19
19	Parincea	46 °29'	27 °07'	205	1967-2002	36
20	**Paşcani**	47°14'	26°43'	236	1967-2000	33
21	Răcătău	46°22'	27°03'	115	1969-2003	35
22	**Roman**	46°58'	26°55'	216	1956-2005	50
23	Roşiori	46°44'	27°06'	257	1980-2002	23
24	**Secuieni – Roman**	46°51'	26°52'	206	1976-2003	38
25	Traian	46°38'	26°52'	120	1970-1971; 1973-1993	22
26	**Strunga**	47°02'	27°15'	295	1965-1998	34

IV.5.1. Cantităţile anuale de precipitaţii

Pentru a ajunge la o imagine coerentă a distribuţiei cantităţilor de precipitaţii în Culoarul Siretului am ulilizat datele avute la dispoziţie de la un număr de 17 staţii meteorologice şi posturi pluviometrice distribuite suficient de omogen pentru conturarea unei imagini sugestive a acestui parametru. A fost utilizată în acest scop o perioadă de observaţie comună de 31 de ani (1970-2000), renunţându-se la unele posturi pluviometrice cu o perioadă mai scurtă de observaţie (tab. 41).

Tabel 41. *Cantităţile lunare de precipitaţii în Culoarul Siretului (albastru: 1970-2000; negru: întreaga perioadă de observaţie indicată în tab. 39)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Suma
Adjud	24,1	23,8	24,9	45,1	70,1	72,3	70,1	56,7	48,2	31,8	36,1	27,8	**531,0**
	18,3	21,4	24,8	47,6	73,1	73,0	68,3	62,2	48,3	36,6	30,4	24,8	**528,9**
Bacău	22,3	22,7	26,5	50,1	69,9	80,1	86,8	57,6	53,4	31,6	33,6	26,8	**561,4**
	19,1	22,6	27,8	53,4	75,0	84,9	81,3	56,4	57,0	34,0	29,5	26,8	**567,8**
Boghicea	23,6	23,0	29,5	59,2	72,0	87,1	82,3	66,3	54,8	35,2	32,9	31,1	**597,2**
	24,0	23,4	27,3	62,9	77,3	90,0	78,5	71,0	56,7	36,1	31,9	31,7	**610,7**
Buhuşi	34,0	29,5	33,8	61,1	83,9	106,8	96,8	69,5	55,2	34,7	31,3	30,4	**666,9**
	36,2	29,9	32,6	64,4	90,8	112,4	89,1	73,4	51,6	33,5	30,4	29,2	**673,7**
Cleja	25,8	29,8	32,6	52,3	77,4	78,5	84,2	60,2	50,1	36,3	30,5	31,0	**588,7**
	25,7	28,3	33,2	53,0	81,3	78,6	85,0	57,0	50,8	37,2	30,5	28,0	**588,7**
Drăgeşti	16,6	20,7	20,8	42,4	56,1	83,1	79,9	57,4	50,3	28,4	24,1	23,0	**502,8**
	16,7	20,4	20,5	44,3	59,6	82,4	75,3	58,5	50,3	29,2	25,3	22,8	**505,4**
Goşmani	23,1	25,3	27,9	59,5	84,1	91,5	80,7	64,6	47,4	31,1	32,1	29,6	**596,8**
	23,2	23,4	27,8	58,9	85,8	91,7	79,4	64,5	48,7	32,0	33,1	28,2	**596,7**
Heleşteni	18,9	14,3	24,2	46,3	73,8	89,3	84,6	63,3	48,6	34,2	27,5	25,0	**549,9**
	19,0	13,1	24,7	48,7	76,8	91,0	78,9	59,0	48,0	35,1	28,0	24,4	**546,9**
Măgura	23,9	25,5	29,9	54,1	68,9	89,4	88,9	56,1	54,4	33,4	29,6	28,9	**582,8**
	23,9	25,6	30,6	56,8	75,4	93,4	83,3	56,4	55,0	34,7	29,6	29,5	**594,3**
Moldoveni	22,2	27,5	31,0	52,7	71,9	86,2	89,4	62,1	51,3	31,0	29,8	24,0	**579,1**
	22,2	24,6	29,8	53,1	76,9	87,7	85,5	62,8	52,3	32,3	28,1	22,5	**577,9**
Muncelu	21,0	23,9	28,0	49,4	75,2	83,7	82,1	62,3	45,4	29,6	30,0	28,0	**558,6**
	20,5	20,2	27,6	49,9	78,1	83,4	77,9	61,4	46,8	30,6	29,9	26,2	**552,6**
Parincea	21,7	22,3	31,2	47,9	61,3	78,4	108,2	46,7	50,8	30,5	32,3	24,0	**555,3**
	19,3	21,7	30,1	50,6	67,2	80,7	73,2	49,5	54,7	33,6	28,7	25,5	**534,9**
Paşcani	22,8	23,1	28,8	48,3	70,4	93,9	88,8	66,0	52,0	33,2	27,5	27,7	**582,6**
	22,3	20,2	28,0	48,9	73,1	95,1	83,2	65,2	53,1	34,7	28,0	26,0	**577,8**
Plopana	20,1	21,7	23,8	47,8	61,2	88,9	74,9	59,3	50,5	31,3	29,4	26,7	**535,5**
	18,1	21,1	23,7	50,6	64,7	90,4	75,2	58,3	48,3	32,8	29,2	27,2	**539,6**
Răcătău	17,9	21,8	24,9	42,8	60,9	73,5	79,9	46,9	46,3	31,6	27,0	25,8	**499,3**
	17,2	21,7	24,3	43,9	64,6	72,9	72,8	45,4	45,4	31,8	26,8	23,9	**490,7**
Roman	18,7	17,2	21,9	45,2	62,7	78,5	79,7	60,3	44,7	29,8	28,5	23,0	**510,4**
	14,3	15,8	21,0	50,5	71,3	84,6	82,6	63,1	59,4	34,3	26,4	24,0	**547,3**
Secuieni	23,1	19,7	26,0	51,1	69,3	93,4	73,2	62,3	50,3	31,6	29,6	26,8	**554,2**
	19,7	17,6	25,1	51,9	71,8	90,8	74,8	61,6	51,0	31,3	27,7	28,6	**551,9**
Strunga	24,5	23,4	28,1	59,6	91,9	104,5	86,1	70,4	54,5	35,0	32,6	29,7	**640,3**
	22,9	22,1	27,0	61,5	95,9	96,6	78,7	68,2	55,4	36,0	32,4	28,5	**625,2**

O deficienţă mai mare decât numărul relativ redus de puncte de observaţie o constituie distribuţia altitudinală a acestora, cu posturile pluviometrice situate în vatra localităţilor sau în imediata apropiere a acestora, culmile interfluviale nefiind acoperite cu astfel de date, ceea ce împiedică posibilitatea de a calcula un gradient pluviometric vertical care să fie utilizat în spaţializarea acestui element climatic. Astfel, dată fiind altitudinea punctelor de observaţie distribuite doar până la 350 m avem posibilitatea de a evalua relativ distribuţia cantităţilor medii anuale de precipitaţii. Se adaugă la aceste aspecte şi distribuţia complexă a precipitaţiilor atmosferice în teritoriu, mai ales într-o regiune în care precipitaţiile frontale – cu un aport mai omogen în teritoriu – au o pondere redusă din cantitatea totală cumulată la nivel anual. Nu în ultimul rând se adaugă condiţiile morfologice din cadrul regiunii ce ţin în primul rând de poziţia de adăpost a Culoarului Siretului faţă de culmile deluroase externe ale Subcarpaţilor Moldovei la vest, dar şi faţă de culmile interfluviale ale Colinelor Tutovei şi Podişului Central Moldovenesc la est.

În acest fel, trasarea izohietelor cantităţilor medii anuale de precipitaţii a ţinut cont de valorile de la cele 17 staţii meteorologice şi posturi pluviometrice avute la dispoziţie şi de curba variaţiei cantităţilor de precipitaţii cu altitudinea (fig. 80) la care se adaugă şi rezultatele obţinute în cadrul regiunilor învecinate (Apostol, 2004, Mihăilă, 2006).

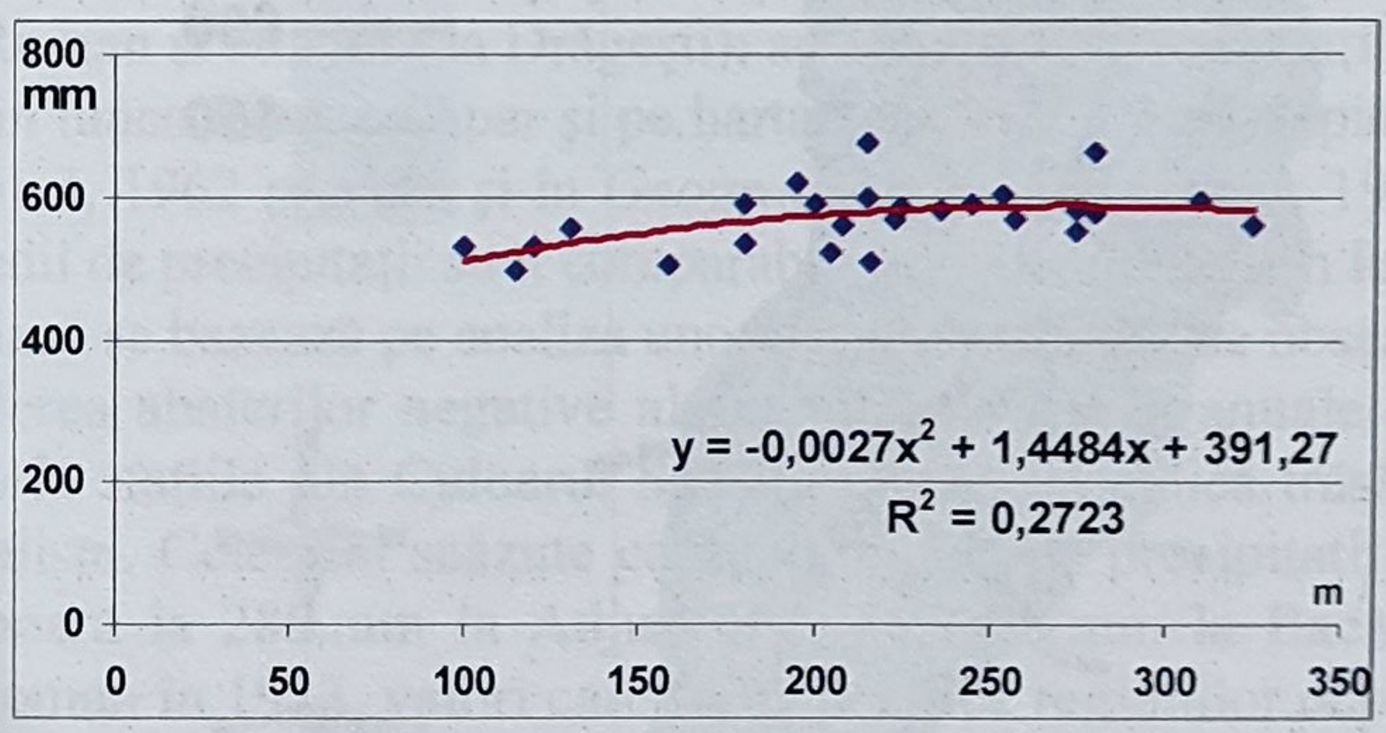


Fig. 80. *Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii la nivel anual în Culoarul Siretului*

Cu toate aceste neajunsuri, pentru o spaţializare certă, considerăm că cea mai mare parte a regiunii primeşte în medie cantităţi de precipitaţii cuprinse între 550-600 mm (fig. 81), valori caracteristice regiunilor de deal şi podiş din regiunile extracarpatice. Pe flancul vestic, dinspre dealurile subcarpatice, cantităţile de precipitaţii sunt ceva mai ridicate faţă de cel estic (590 mm la Măgura faţă de numai 530 mm la Parincea).

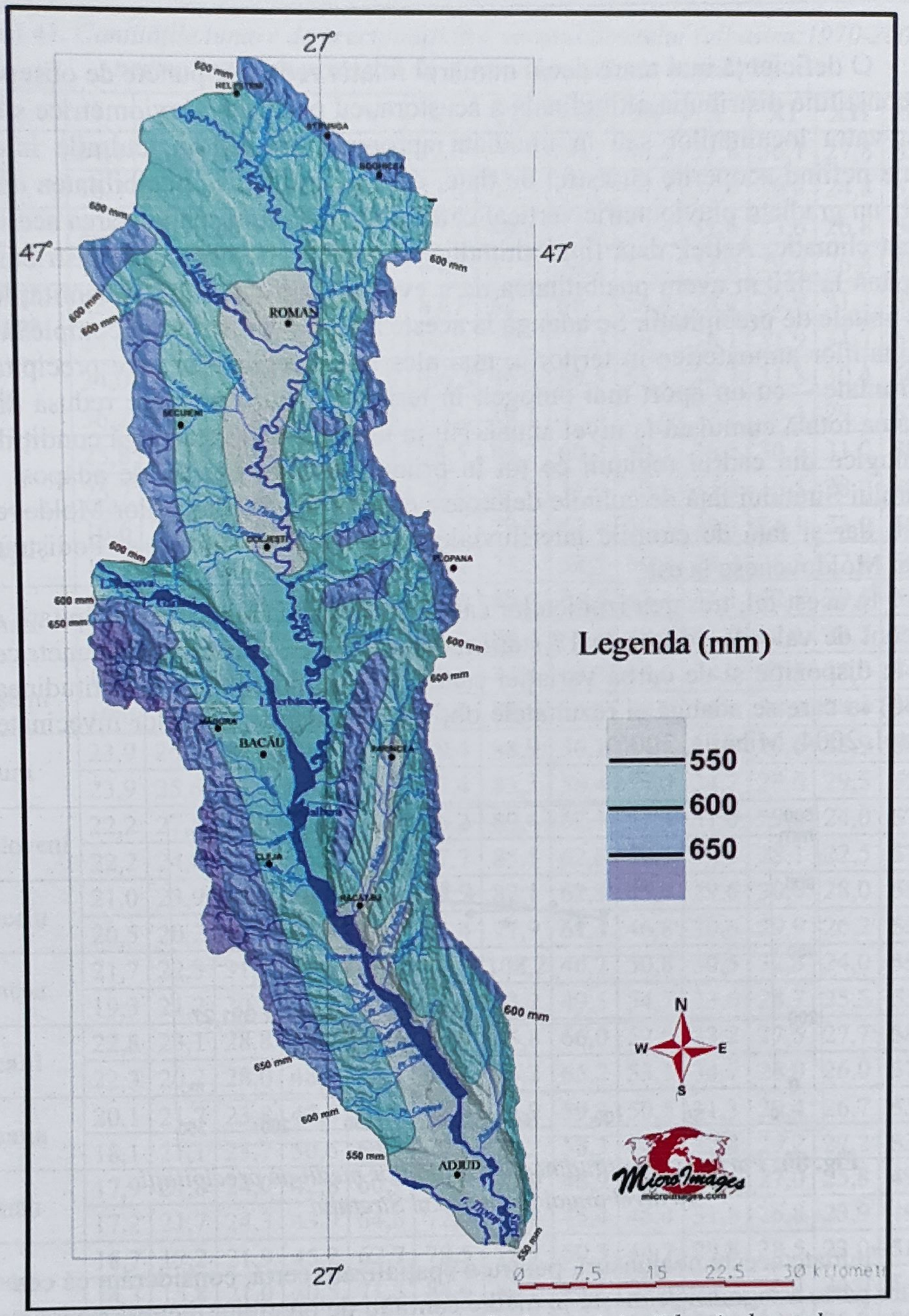


Fig. 81. *Distribuţia cantităţilor medii de precipitaţii la nivel anual în Culoarul Siretului (1970-2000)*

Pe baza studiilor realizate în regiunile învecinate, de la altitudini de 250-300 m pe flancul vestic dinspre culmea subcarpatică şi de la 400 m pe cel estic

dinspre Podişul Bârladului, cantităţile medii anuale de precipitaţii depăşesc 600 mm şi este de presupus că la altitudini de peste 700 m în Culmea Pietricica acestea depăşesc 650-700 mm. De asemenea, pe culmea interfluvială Siret-Bahluieţ cantităţile de precipitaţii depăşesc 600 mm la numai 300 m altitudine (Strunga – 603 mm, Boghicea – 616 mm) datorită deschiderii mai mari a acestui sector pentru circulaţia vestică.

Deschiderea regiunii spre Câmpia Română în sud, precum şi condiţiile locale de adăpost ale regiunii şi uniformitatea văii conduc la omogenizarea maselor de aer din lungul văii având ca rezultat cantităţi moderate de precipitaţii (Erhan *et al.*, 1997) ce coboară sub 550 mm pe ansamblul regiunii. Se disting în acest fel două areale:

– unul la sud de Răcăciuni, cu deschidere spre Câmpia Siretului Inferior cu 528 mm la Adjud, areal ce se prelungeşte şi pe valea Răcătăului (Parincea – 530 mm), regiune ce intră sub incidenţa foehnlui major de la curbura Carpaţilor (N. Ion-Bordei, 1979); valorile reduse din acest areal pot fi puse pe seama poziţiei regiunii la adăpostul culmii interfluviale Răcătău-Siret, culme cu altitudine relativă ce poate induce posibile fenomene de foehnizare, ceea ce se reflectă în valori mai reduse de 500 mm – 489 mm la Răcătău; sunt reproduse aici condiţiile de adăpost din alte regiuni ale Moldovei (Cotnari, la adăpostul culmii Dealului Mare);

– al doilea areal cu precipitaţii medii anuale de sub 550 mm cuprinde lunca Siretului în sectorul dintre Subcarpaţii Moldovei şi Podişul Central Moldovenesc (548 mm la Roman şi 505 mm la Drăgeşti); aceste areale cu cantităţi de precipitaţii mai reduse din lunca Siretului apar şi pe harta cantităţilor de precipitaţii din *Clima României*, vol. I, 1962 precum şi în *Geografia României*, vol. I, 1983. De altfel, cantităţile medii de precipitaţii sunt comparabile cu cele indicate în lucrările precedente, chiar dacă se bazează pe analiza unor perioade diferite de observaţie.

Ponderea abaterilor negative ale cantităţilor medii anuale este cuprinsă între 52-54% la staţiile din Culoarul Siretului, ceea ce indică trăsături atenuate de continentalism. Cele mai scăzute cantităţi anuale de precipitaţii din perioada analizată coboară la 288 mm la Adjud în 1986, 338 mm la Bacău în 1973 şi 318 mm la Roman în 1973, valori care sunt specifice regiunilor depresionare din Moldova (Dincă *et al.*, 1973).

Faţă de valorile medii de precipitaţii, cuprinse între 510 şi 560 mm la staţiile meteorologice principale se constată o asimetrie de dreapta (fig. 82) ce indică posibilitatea de producere a unor cantităţi excepţionale de precipitaţii (908 mm în 1972 la Adjud, 849 mm la Bacău în 1972, 938 mm la Roman în 1991). De asemenea, clasa în care este încadrată cantitatea medie de precipitaţii nu este la nici o staţie clasa cu frecvenţa cea mai ridicată. Asfel, pentru Bacău, unde media este de 561 mm, numai 7% din anii de observaţie au înregistrat cantităţi cuprinse în clasa aferentă. Şi acest aspect marchează variabilitatea ridicată a cantităţilor de precipitaţii de la un an la altul specifică unui climat cu marcante influenţe continentale sub aspect pluviometric accentuate de adăpostul geografic.

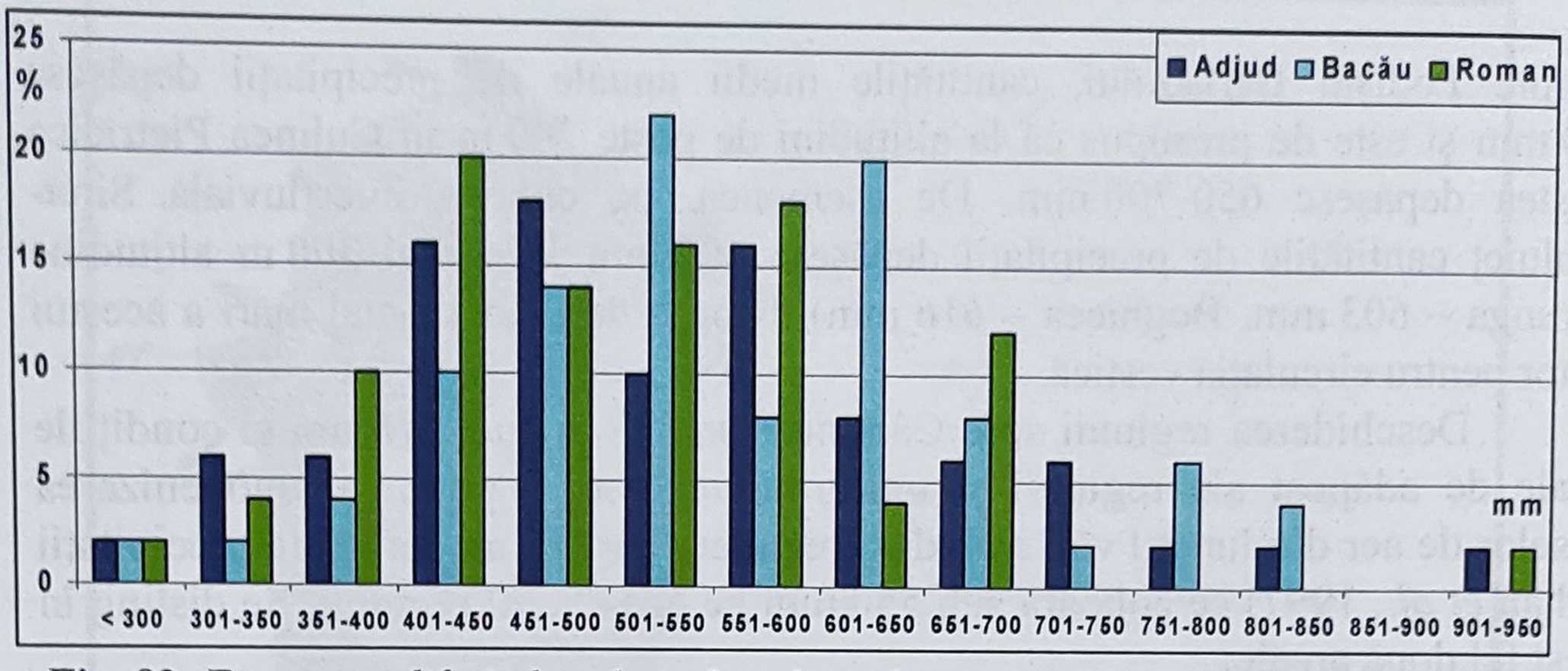


Fig. 82. *Frecvenţa diferitelor clase de valori ale cantităţilor anuale de precipitaţii în Culoarul Siretului (1956-2005)*

Variabilitatea cantităţilor de precipitaţii de la un an la altul conduce în unele situaţii la o succesiune de ani deficitari sau excedentari pluviometric. Astfel, principala perioadă de deficit pluviometric prelungit, identificată la toate staţiile este cuprinsă între 1959-1965, şi în plan secundar cea cuprinsă între 1999-2001. De cealaltă parte, cea mai importantă succesiune de ani excedentari pluviometric se extinde în intervalul 1968-1972 interval cunoscut prin excesul pluviometric existent pe cuprinsul întregii ţări (Gâştescu, 1979).

IV.5.2. Cantităţile semestriale de precipitaţii

Cea mai redusă cantitate de precipitaţii din *semestrul cald* se înregistrează la Răcătău, aproape de confluenţa râului omonim cu Siretul (344 mm), iar cele mai ridicate la Strunga (456 mm), Boghicea-Bâra (436 mm) şi 420 mm la Măgura, localitate situată la vest de Bacău, la extremitatea nordică a Culmii Pietricica Bacăului.

În general, Culoarul Siretului este încadrat în semestrul cald între izohietele de 400-450 mm (fig. 83a, fig. 84), cantităţi de precipitaţii suficiente pentru necesarul majoritatăţii culturilor agricole din cadrul regiunii, culturi dependente în primul rând de cantităţile de precipitaţii înregistrate în semestrul cald. De asemenea, se disting regiunile cu precipitaţii sub 400 mm localizate în primul rând în lungul văii Siretului, grupate în 3 areale: unul la nord de Roman – 397 mm la Muncelu de Sus, al doilea areal cu extindere de la confluenţa Moldova-Siret până la nord de Bacău – 370 mm la Drăgeşti şi al treilea identic, în linii mari, cu cel încadrat de izohieta anuală de 500 mm – 375 mm la Parincea, 372 mm la Adjud). Extrapolarea curbei dependenţei cantităţilor de precipitaţii din semestrul cald cu altitudinea (fig. 83a) ar conduce la concluzia că la altitudini de peste 400 m precipitaţiile depăşesc 450 mm, fiind posibil ca la altitudinile cele mai mari din Culmea Pietricica acestea să depăşească 550 mm (*Atlas România*, 1972-1978).

Pe parcursul *semestrului rece* cantităţile de precipitaţii în Culoarul Siretului, la staţiile şi posturile pluviometrice de care am dispus în analiză sunt cuprinse pe ansamblu între 150-200 mm, cele mai coborâte valori înregistrându-se la Roman – 135 mm, iar cele mai ridicate la Cleja – 183 mm. Precipitaţiile semestrului rece scad la sub 150 mm în două areale (fig. 84), unul în sud, centrat la Răcătău – 145 mm, şi altul la nord de Bacău, cu 135 mm la Drăgeşti şi 136 mm la Roman. Creşterea cantităţii de precipitaţii cu altitudinea este mai atenuată decât în cazul semestrului cald (fig. 83b), astfel încât estimăm că abia de la 500 m precipitaţiile depăşesc generalizat pragul de 200 mm.

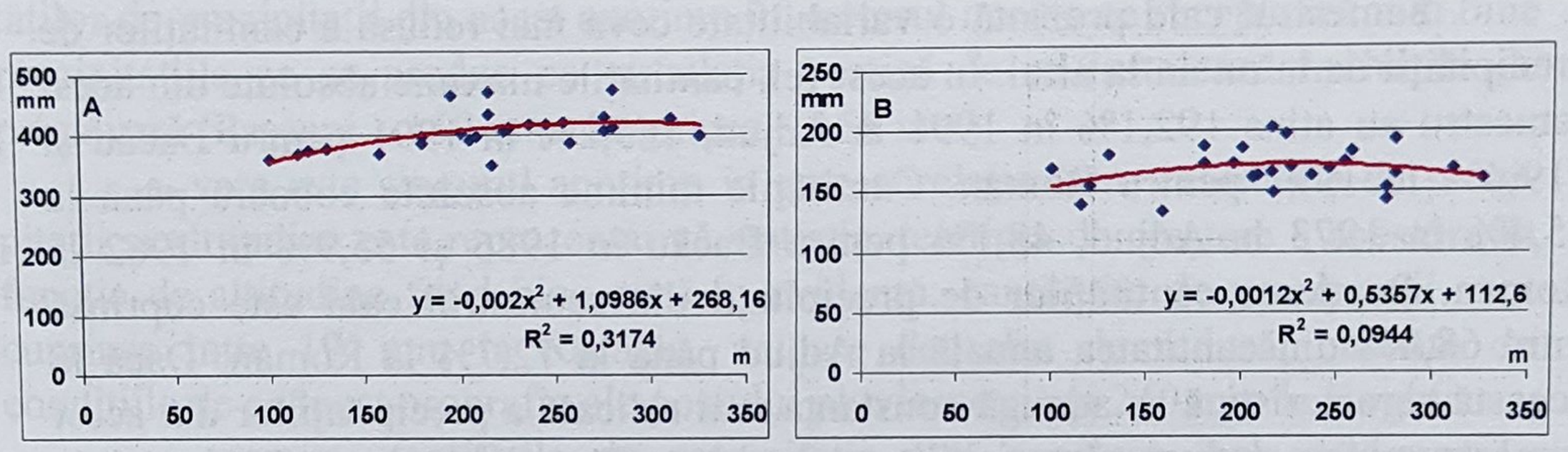


Fig. 83. *Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii semestriale în Culoarul Siretului (A – semestrul cald, B – semestrul rece)*

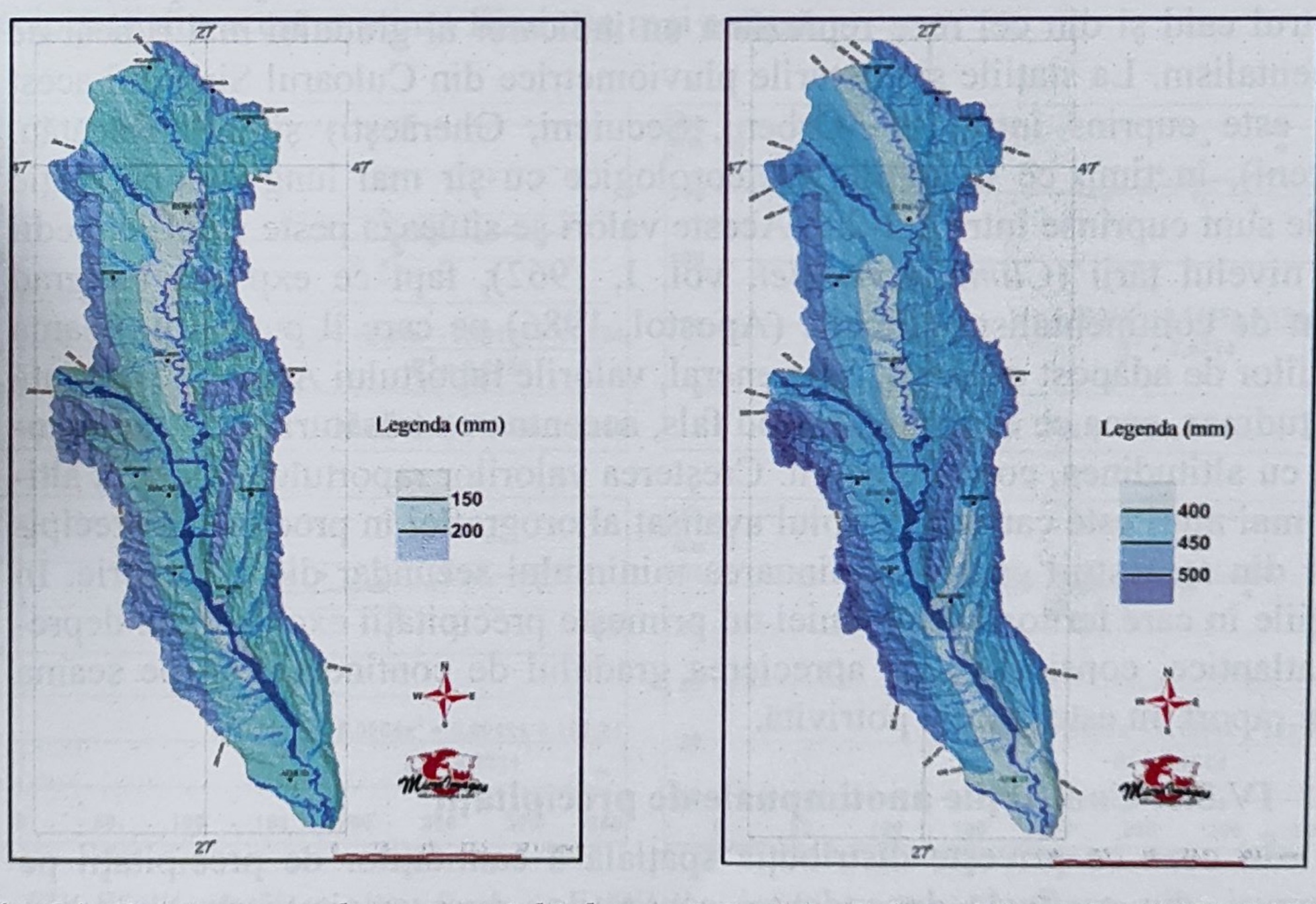


Fig. 84. *Cantitatea medie semestrială de precipitaţii în Culoarul Siretului (1970-2000)*

Cantităţile maxime absolute din semestrul rece depăşesc în anumite situaţii 150% din media multianuală, ieşind în evidenţă anul 1966, când cantitatea

de precipitaţii din acest semestru a reprezentat 256,2% la Adjud, 178,6% pentru Bacău şi 172,6% la Roman din media multianuală. Cantităţile minime absolute coboară la sub 50% din media semestrială multianuală coborând până la 35,9% în 1983 la Adjud, 43,3% în 1985 pentru Bacău şi 44,5% în 1989 la Roman.

Semestrul rece cunoaşte o variabilitate mai mare a cantităţilor de precipitaţii exprimate în procente faţă de media multianuală. Această caracteristică este dată de inconsistenţa multianuală a regimului antiociclonic ce constituie regula climatică a semestrului rece, ceea ce permite ca în anumite ierni activitatea ciclonică de origine atlantică sau mediteraneană să determine cantităţi de precipitaţii apreciabile (Apostol, 2000).

Semestrul cald prezintă o variabilitate ceva mai redusă a cantităţilor de precipitaţii de la un an la altul. În acest fel, cantităţile maxime absolute din acest semestru au atins 192,1% în 1991 la Adjud, 165,2% în 1991 pentru Bacău şi 219,4% în 1991 pentru Roman. Cantităţile minime absolute coboară până la 55,4% în 1973 la Adjud, 48,1% pentru Bacău în 1986 şi 55,9% în 1962 la Roman. Ponderea cantităţilor de precipitaţii din semestrul cald este cuprinsă între 68,8% din cantitatea anuală la Adjud până la 72,7% la Roman. Dacă la această caracteristică se adaugă constanţa mai ridicată a precipitaţiilor din acest semestru putem deduce că variabilitatea multianuală este imprimată în special de cantităţile de precipitaţii din semestrul rece.

Raportul Angot exprimat ca raport din cantitatea de precipitaţii din semestrul cald şi din cel rece reprezintă un indicator al gradului mai ridicat de continentalism. La staţiile şi posturile pluviometrice din Culoarul Siretului acest raport este cuprins între 2,1 (Orbeni, Secuieni, Gherăeşti) şi 2,8 (Răcătău, Heleşteni), în timp ce la staţiile meteorologice cu şir mai lung de observaţie valorile sunt cuprinse între 2,2-2,4. Aceste valori se situează peste valorile medii de la nivelul ţării (*Clima României*, vol. I, 1962), fapt ce exprimă un grad avansat de continentalism climatic (Apostol, 1986) pe care îl punem pe seama condiţiilor de adăpost orografic. În general, valorile raportului Angot cresc odată cu altitudinea, ceea ce exprimă, în mod fals, accentuarea trăsăturilor de continentalism cu altitudinea, contrar regulii. Creşterea valorilor raportului Angot la altitudini mai mari este cauzată de rolul avansat al orografiei în producerea precipitaţiilor din semestrul cald şi diminuarea minimului secundar din noiembrie. În condiţiile în care teritoriul României nu primeşte precipitaţii exclusiv din depresiuni atlantice, considerăm că aprecierea gradului de continentalism pe seama acestui raport nu este tocmai potrivită.

IV.5.3. Cantităţile anotimpuale de precipitaţii

În ceea ce priveşte distribuţia spaţială a cantităţilor de precipitaţii pe anotimpuri, din graficele dependenţei cantităţilor de precipitaţii de altitudine (fig. 85), putem preciza în sinteză că:

– în timpul iernii cantităţile de precipitaţii cunosc o variaţie spaţială redusă, cu o tendinţă redusă de creştere a cantităţilor odată cu altitudinea; cantităţile extreme de precipitaţii sunt cuprinse între 60 mm la Drăgeşti şi 82 mm la Cleja, post situat la numai 200 m, dar pentru care expoziţia estică deţine rolul hotărâtor în receptarea precipitaţiilor ce se produc din fronturile atmosferice asociate ciclonilor mediteraneeni cu traiectorie retrogradă în Marea Neagră;

– primăvara, dependenţa curbei de regresie de altitudine este şi mai redusă, cantităţile de precipitaţii fiind cuprinse între 124 mm la Drăgeşti şi 184,4 mm la Strunga; se remarcă tendinţa de creştere mai accentuată a cantităţilor de precipitaţii din acest anotimp în sectorul nordic ce receptează mai bine precipitaţiile ce se produc pe circulaţia vestică ce se instalează în lunile de primăvară (Paşcani – 150 mm, Boghicea – 156 mm);

– vara este singurul anotimp în care corelaţia între cantităţile de precipitaţii şi altitudine este reprezentativă statistic, tendinţa de creştere a acestora în funcţie de altitudine fiind bine pusă în evidenţă; cantităţile de precipitaţii sunt cuprinse între 191 mm la Răcătău, valoare deosebit de redusă, cauzată de condiţiile de adăpost orografic ale postului pluviometric şi 240 mm la Boghicea;

– toamna, cantităţile de precipitaţii sunt cuprinse între 104 mm la Răcătău şi 120 mm la Bacău şi Roman, aşadar cele mai reduse variaţii spaţiale, mai reduse chiar decât cele din anotimpul de iarnă, corelaţia cantităţilor de precipitaţii din acest anotimp fiind cea mai redusă.

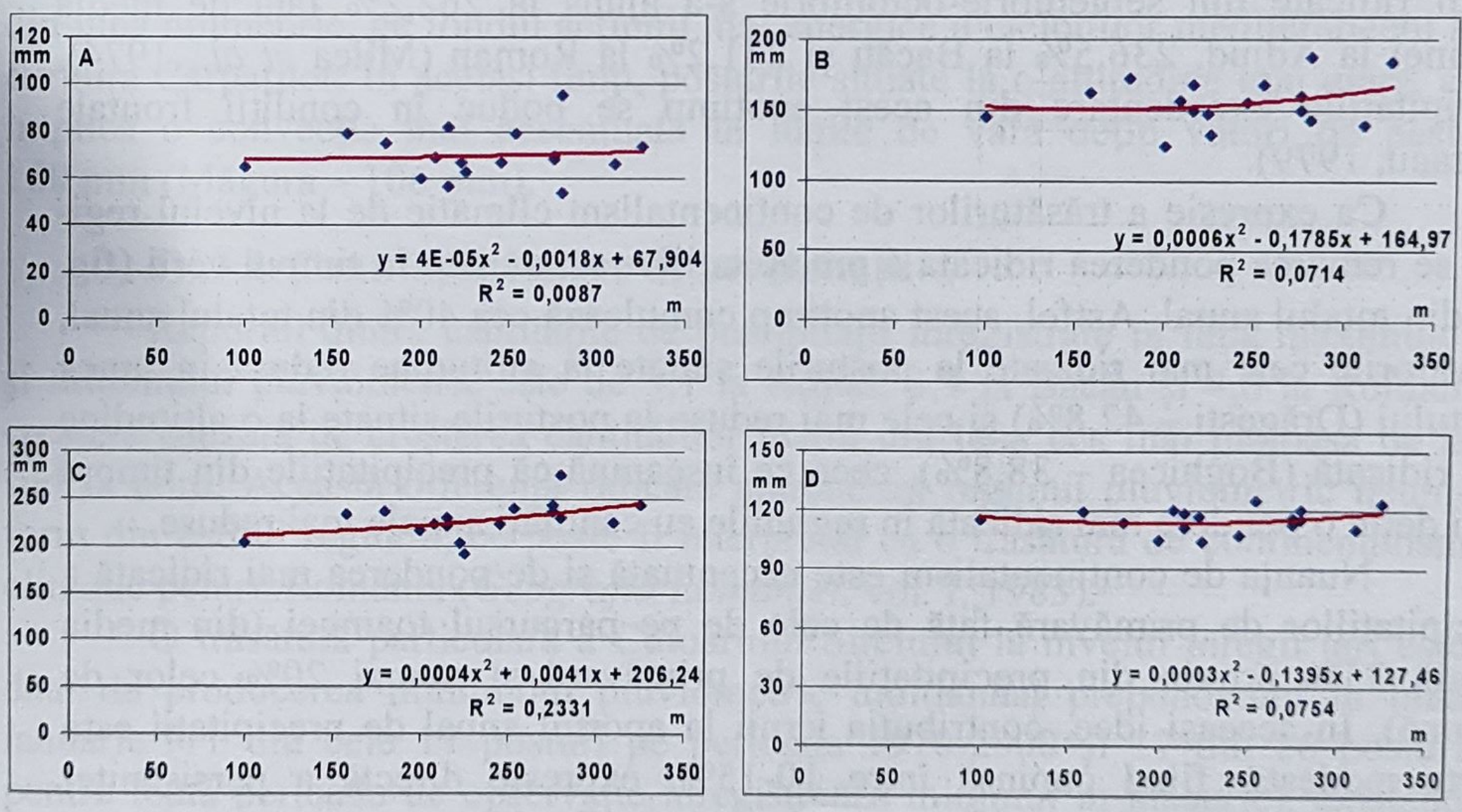


Fig. 85. *Variaţia cu altitudinea a cantităţilor medii de precipitaţii pe anotimpuri în Culoarul Siretului (A – Iarnă, B – Primăvară, C – Vară, D – Toamnă)*

Abaterile faţă de valorile medii multianuale sunt foarte ridicate în cazul tuturor anotimpurilor, ca reflex direct al caracteristicilor sinoptico-dinamice ale fiecărui an în parte, de multe ori un an cu excedent de precipitaţii fiind urmat de unul cu deficit (de ex. anul 1973 faţă de anul 1972).

Cantităţile de precipitaţii maxime din lunile de iarnă au fost înregistrate în anul 1969 reprezentând 332,2% la Adjud, 201,4% la Bacău şi 217,7% la Roman faţă de media multianuală, iar cantităţile minime s-au înregistrat în anul 1989 când s-au cumulat cantităţi sub 35% din media acestui anotimp (Adjud 15,3%, Bacău 31,0%, Roman 17,8%).

Primăverile ploioase pot cumula peste 200% din medie (Adjud 218,3% în 1970, Bacău 207,4% în 1984, Roman 221,0% în 1984) iar cele secetoase coboară până la sub 35% (Adjud 22,0% în 1994, Bacău 30,6% în 1968 şi Roman 34,3% în 1986).

Variabilitatea cantităţilor de precipitaţii se păstrează şi pentru vară, când s-a ajuns la 229,0% faţă de media anotimpului la Adjud şi 228,2% la Roman, ambele valori fiind înregistrate în 1991, iar valorile cele mai scăzute au coborât sub 50% (Adjud 49,6% în 1976, Bacău 38,8% în 1960 şi Roman 44,6% în 1957).

Toamnele sunt cunoscute prin caracterul lor secetos pentru cea mai mare parte a României, astfel încât cantităţile din acest anotimp au coborât la sub 20% din medie (15,1% în 1963 la Adjud, 23,8% în 1973 la Bacău şi 19,7% în 1973 la Roman). În acelaşi timp, în toamnele ploioase poate să cadă o cantitate dublă de precipitaţii faţă de medie, aşa cum este cazul anului 1972, când pe fondul pluviozităţii ridicate din septembrie-octombrie s-a ajuns la 262,2% faţă de media toamnei la Adjud, 236,5% la Bacău şi 231,2% la Roman (Milea *et al.*, 1974). Precipitaţiile excedentare din acest anotimp se poduc în condiţii frontale (Cazacu, 1979).

Ca expresie a trăsăturilor de continentalism climatic de la nivelul regiunii se remarcă ponderea ridicată a precipitaţiilor acumulate în timpul verii (fig. 86) din totalul anual. Astfel, acest anotimp cumulează cca 40% din totalul anual, cu valorile cele mai ridicate la posturile situate la altitudine redusă în lunca Siretului (Drăgeşti – 42,8%) şi cele mai reduse la posturile situate la o altitudine mai ridicată (Boghicea – 38,8%), ceea ce înseamnă că precipitaţiile din timpul verii deţin o pondere mai ridicată în regiunile cu cantităţi anuale mai reduse.

Nuanţa de continentalism este accentuată şi de ponderea mai ridicată a precipitaţiilor de primăvară faţă de cele de pe parcursul toamnei (din media anuală 25% provin din precipitaţiile de primăvară şi numai 20% celor de toamnă). În aceeaşi idee, contribuţia iernii la aportul anual de precipitaţii este foarte modestă, fiind cupinsă între 10-15%, expresie directă a persistenţei condiţiilor anticiclonale specifice acestui anotimp (fig. 86).

De altfel, **indicele Diekman**, utilizat în acest scop în unele lucrări de climatologie (Stoenescu, 1951, Apostol, 2004), exprimă tocmai diferenţa dintre suma cantităţilor de precipitaţii din intervalul mai-iulie şi cea din intervalul

august-octombrie. În regiunile cu climat temperat oceanic, în care de multe ori maximul pluviometric anual se produce toamna, acest indice are valori negative, în timp ce în regimul continental acesta are valori pozitive, depăşind 100 mm.

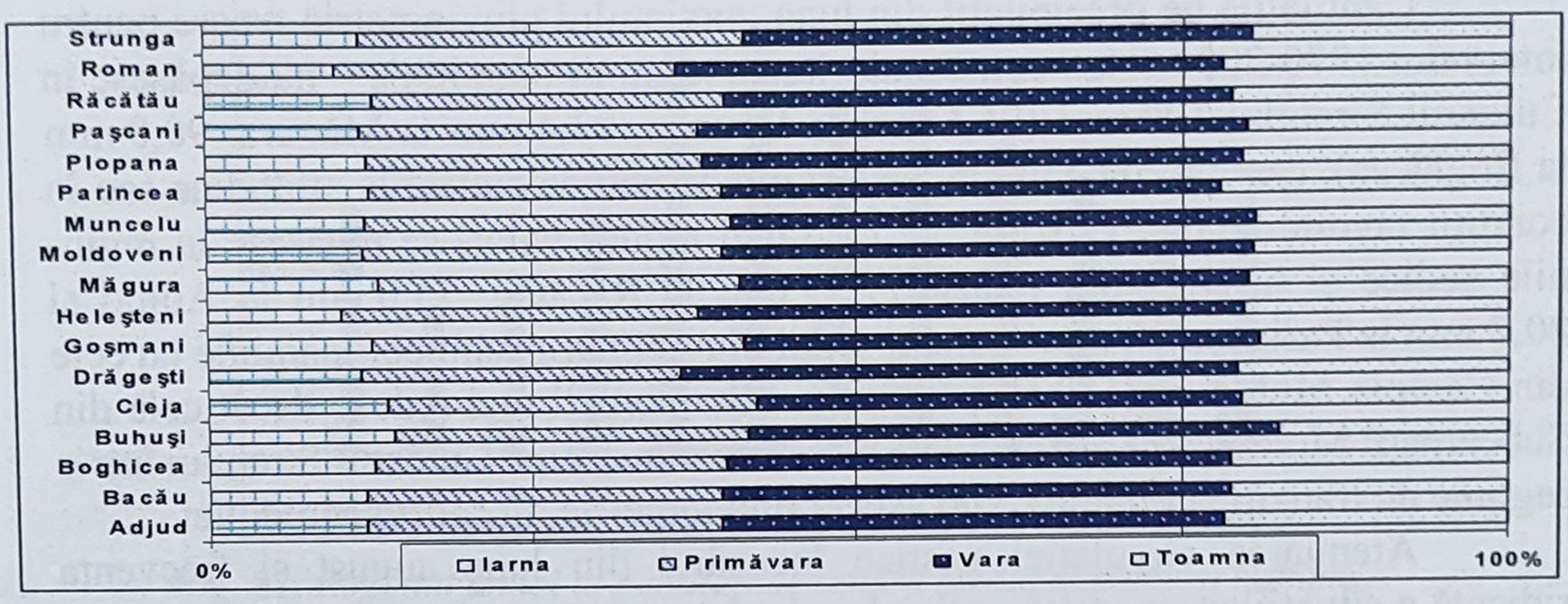


Fig. 86. *Repartiţia procentuală a cantităţilor de precipitaţii pe anotimpuri în Culoarul Siretului*

Din această perspectivă putem vorbi sub raport pluviometric de un continentalism relativ accentuat în Culoarul Siretului, indicele Diekman fiind în jurul valorii de 100 mm. Astfel, la Adjud se înregistrează doar 67 mm diferenţă între cele două intervale, ca urmare a producerii maximului pluviometric secundar din luna noimebrie, pe fondul acţiunii mai energice a ciclonilor mediteraneeni la curbura Carpaţilor. În acelaşi timp, posturile situate la o altitudine mai mare, ce implică o convecţie mai accentuată în lunile de vară deţin valori de peste 100 mm (Măgura – 106 mm).

IV.5.4. Cantităţile lunare de precipitaţii

Raportul dintre cantităţile de precipitaţii înregistrate în luna maximului şi minimului pluviometric este de 3,1 la Adjud, 3,9 la Bacău şi 4,6 la Roman, creştere cauzată de creşterea cantităţilor medii din luna cea mai ploioasă de la sud la nord. Această diferenţă ridicată marchează regimul pluviometric neuniform din cadrul regiunii, ce poate fi interpretat ca o trăsătură de continentalism climatic pentru România (*Geografia României*, vol. I, 1983).

O trăsătură particulară a Culoarului Siretului la nivelul înregii ţări este dată de producerea minimului pluviometric multianual preponderent în luna ianuarie (11 din cele 17 posturi pe perioada 1970-2000 şi 17 din 26 posturi pentru toată perioada de observaţie înregistrează minimul în inauarie), existând tendinţa ca la staţiile situate la altitudini mai reduse minimul să se producă în inauarie, iar la cele de la altitudini mai ridicate în luna februarie.

Considerăm că această caracteristică este indusă de condiţiile speciale de stabilitate atmosferică pe care le facilitează Culoarul Siretului în momentul

intensităţii maxime a condiţiilor anticiclonale din luna ianuarie. Cantităţile de precipitaţii în lunile minimului pluviometric se situează pe ansamblu sub 25 mm, coborând la altitudini mici chiar sub 20 mm (14,3 mm la Roman, 16,7 mm la Drăgeşti, 17,2 mm la Răcătău şi 19,1 mm la Bacău).

Cantităţile de precipitaţii din luna maximului pluviometric – care pentru intervalul 1970-2000 este pentru majoritatea regiunii luna iunie – nu depăşesc în Culoarul Siretului 100 mm (96,6 mm la Strunga, 93,4 mm la Măgura, 90,0 mm la Boghicea), cantităţi întâlnite la posturi pluviometrice situate la altitudine sau în condiţii favorabile de expoziţie, iar cele mai reduse valori se regăsesc în regiunile sudice şi la altitudini reduse (72,9 mm la Răcătău, 73,0 mm la Adjud şi 80,7 mm la Parincea). Valorile maximului pluviometric sunt comparabile cu cele din Câmpia Moldovei (Mihăilă, 2006) şi considerabil mai reduse decât cele din Subcarpaţii Moldovei (Apostol, 2004), ceea ce transformă Culoarul Siretului într-o regiune de tranziţie climatică, sub aspect pluviometric, în cadrul Moldovei.

Atenuarea circulaţiei vestice începând din luna august şi frecvenţa ridicată a situaţiilor sinoptice anticiclonale determină o reducere cu 15-20 mm a cantităţilor medii din luna august faţă de cele din luna iulie. Această reducere continuă într-un ritm similar până în luna noiembrie când se produce o echilibrare faţă de luna precedentă ca umare a tendinţei de apariţie a minimului secundar de toamnă.

Cantităţile lunare maxime de precipitaţii scot cel mai bine în evidenţă durata „sezonului convectiv" ce începe în mai şi se încheie în septembrie. În acest interval, cantităţile maxime de precipitaţii depăşesc 150 mm, iar în câteva luni chiar 200 mm (Adjud – 215,7 mm în mai 1971 şi 230,9 mm în iunie 1991, Bacău – 290,2 mm în iulie 2002, Roman – 221,7 mm în iunie 1985 şi 202,3 mm în iulie 1985). Aceste valori induc şi o variabilitate a cantităţilor de precipitaţii lunare la nivel multianual exprimată foare bine de valorile deviaţiei standard ce ating valori de 50 mm pentru acelaşi interval. În acelaşi timp, cantităţile minime lunare de precipitaţii coboară sub 20 mm, chiar în lunile maximului pluviometric, ceea ce constituie o dimensiune a riscului climatic determinat de cantităţile reduse de precipitaţii asupra plantelor de cultură, aflate în fenofaze importante de dezvoltare. Cantităţile minime din lunile semestrului rece coboară sub 5 mm, rezultând de cele mai multe ori dintr-un singur episod de precipitaţii.

Studiile mai vechi realizate pentru Culoarul Siretului (Gugiuman & Erhan, 1974; Stănişor, 1973) nu scoteau în evidenţă un maxim secundar la nivelul lunilor de toamnă, ceea ce nu excludea posibilitatea producerii unor cantităţi excepţionale de precipitaţii în aceste luni. Din analiza datelor recente iese în evidenţă al doilea maxim pluviometric din luna noiembrie care este din ce în ce mai atenuat de la Adjud până la Roman (fig. 87, fig. 88 şi fig. 89), ceea ce exprimă schimbări structurale de origine recentă în regimul pluviometric al precipitaţiilor. În acelaşi timp, acest tip de regim pluviometric se regăseşte doar în Culoarul Siretului şi exprimă o particularitate a acestei regiuni ce poate fi pusă

şi pe seama condiţiilor fizico-geografice de adăpost în care se înscrie partea central-nordică a Moldovei.

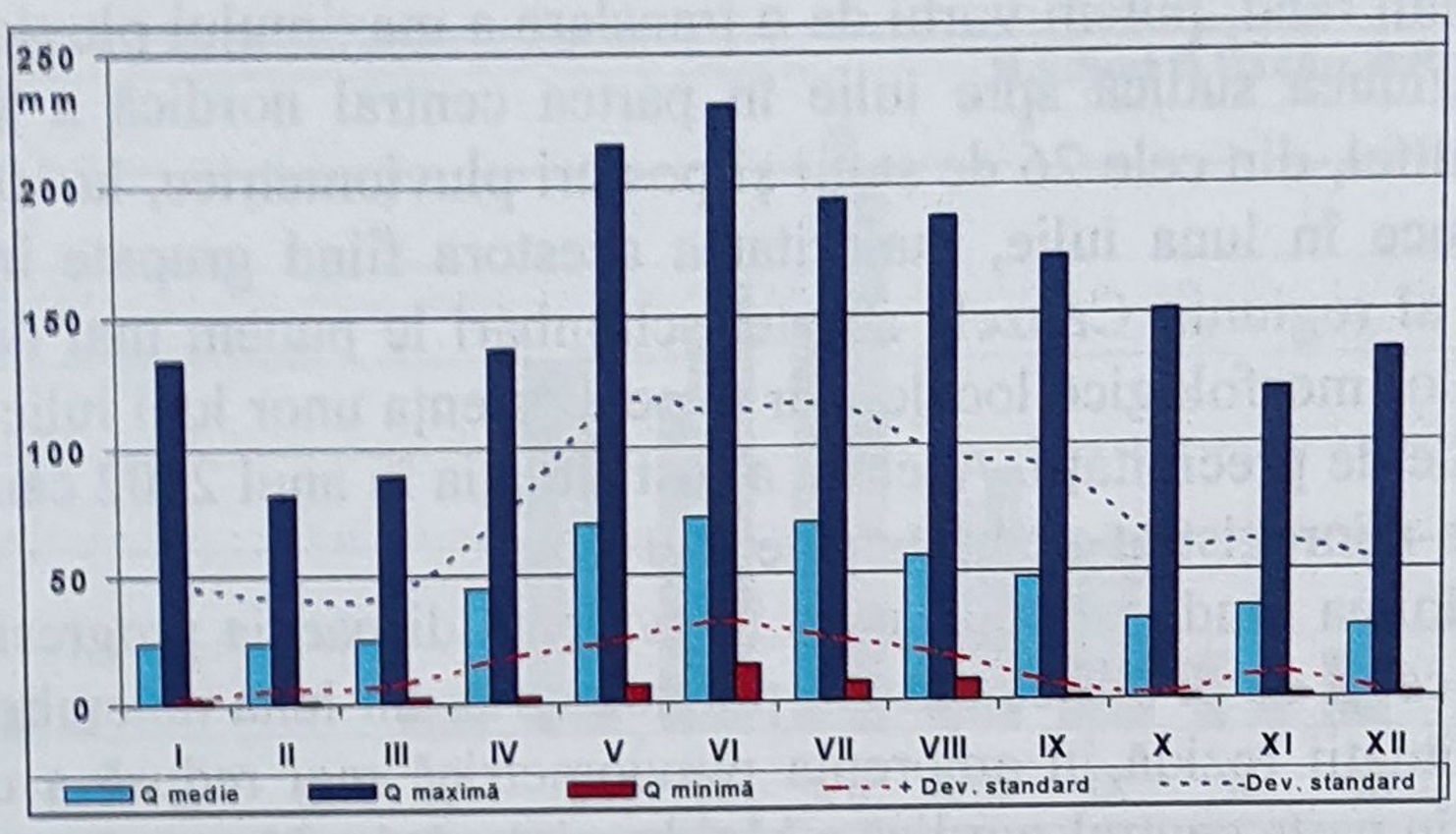


Fig. 87. *Regimul anual al cantităţilor lunare medii, maxime şi minime de precipitaţii la Adjud (1961-2005)*

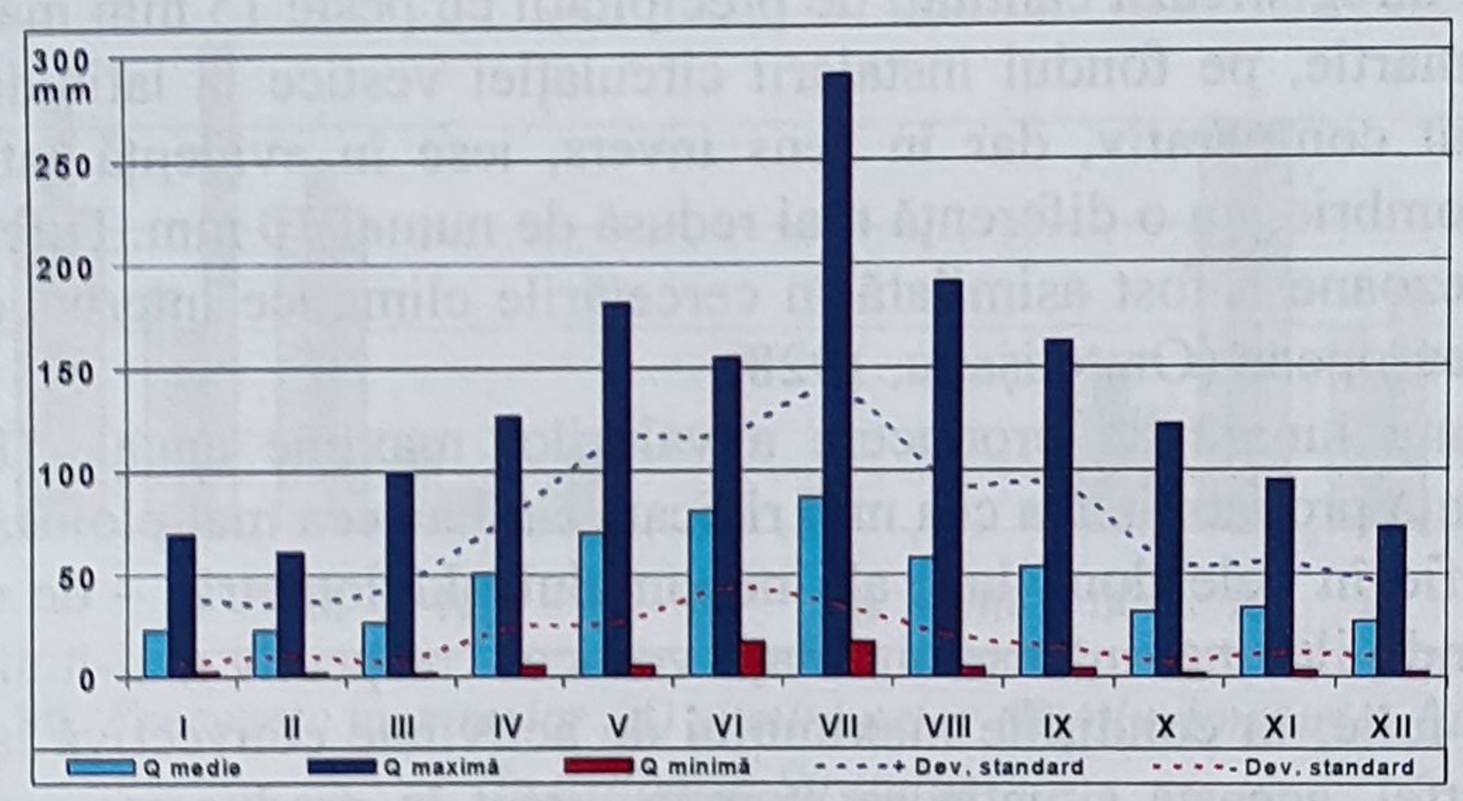


Fig. 88. *Regimul anual al cantităţilor lunare medii, maxime şi minime de precipitaţii la Bacău (1961-2005)*

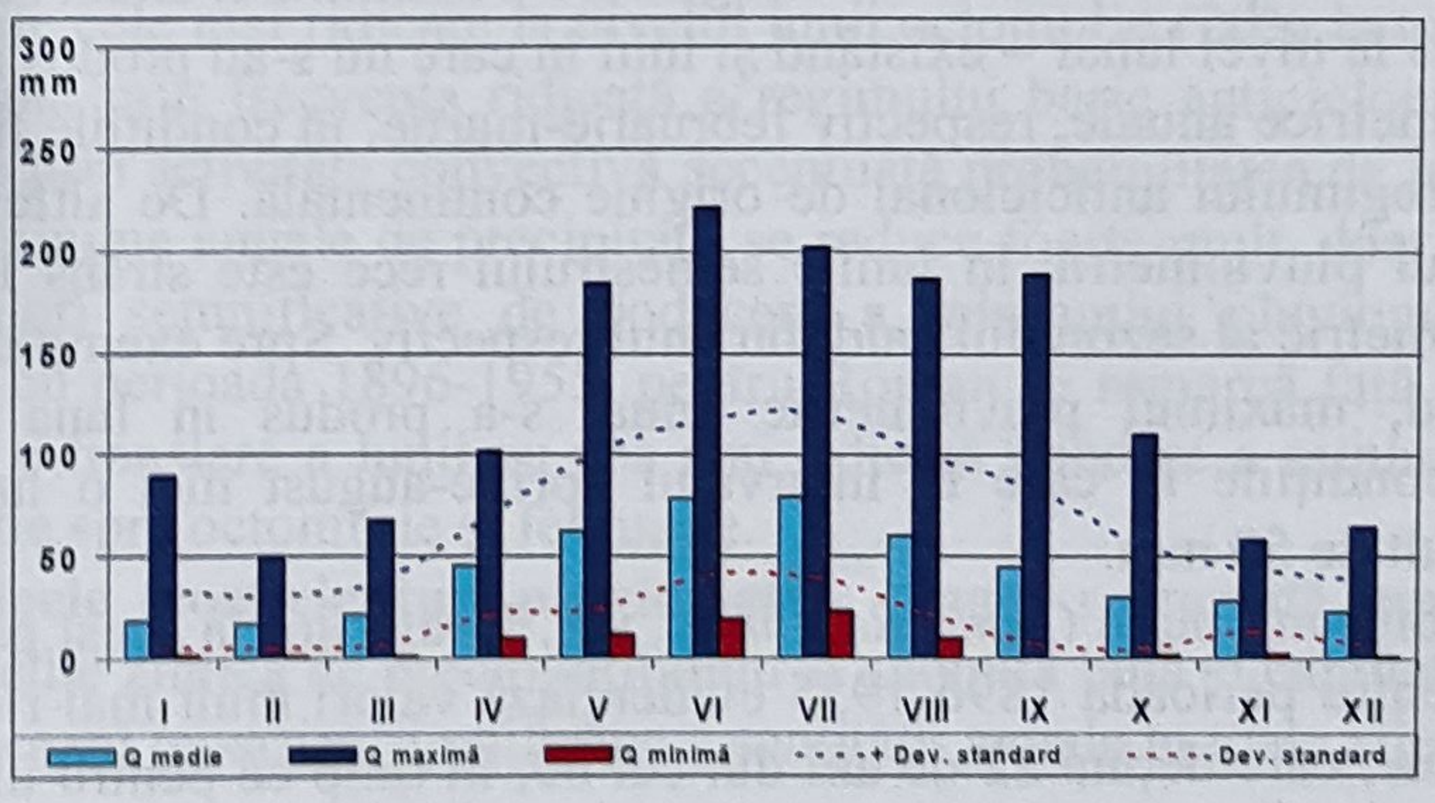


Fig. 89. *Regimul anual al cantităţilor lunare medii, maxime şi minime de precipitaţii la Roman (1961-2005)*

În concluzie, subliniem faptul că pe cuprinsul regiunii asistăm la schimbări importante în structura regimului pluviometric manifestate prin două comportamente principale.

În primul rând, putem vorbi de o translare a maximului pluviometric de la iunie în regiunea sudică spre iulie în partea central nordică a Culoarului Siretului. De altfel, din cele 26 de staţii şi posturi pluviometrice, la 10 maximul anual se produce în luna iulie, majoritatea acestora fiind grupate în sectorul central nordic al regiunii. Cauzele acestei schimbări le punem mai degrabă pe seama condiţiilor morfologice locale, dar şi pe existenţa unor luni iulie cu cantităţi excepţionale de precipitaţii. Aceasta a fost situaţia în anul 2002 când în luna iulie la Bacău s-a înregistrat o cantitate de 290 mm.

În al doilea rând, este clar pusă în evidenţă dispariţia progresivă, de la sud la nord, a celui de al doilea maxim pluviometric din luna noiembrie; explicaţia acestei situaţii rezidă în amprenta pluviometrică mai redusă a ciclonilor mediteraneeni în parte central-nordică a Moldovei decât în Câmpia Română.

Saltul cantitativ pricipal se produce la nivelul lunii aprilie, atunci când la toate staţiile se înregistrează cantităţi de precipitaţii cu peste 15 mm mai ridicate decât în luna martie, pe fondul instalării circulaţiei vestice la latitudinea ţării noastre. Un salt comparativ, dar în sens invers, iese în evidenţă între lunile septembrie-octombrie, cu o diferenţă mai redusă de numai 10 mm. Diferenţierea acestor două sezoane a fost asimilată în cercetările climatice interbelice cu un aşa-zis muson european (Otetelişanu, 1928).

Frecvenţa lunară de producere a valorilor maxime anuale (fig. 90a) scoate în evidenţă probabilitatea cea mai ridicată ca luna cea mai ploioasă din an să se producă fie în cele două luni ale maximului pluviometric – de cele mai multe ori în condiţiile unei intense circulaţii vestice – respectiv mai-iunie, dar în special în luna iulie, în condiţiile maximului de activitate convectivă la nivelul regiunii. De altfel, această situaţie se resimte direct în producerea maximului pluviometric anual în luna iulie în nordul regiunii, la Roman dar şi la Bacău. În intervalul octombrie-aprilie şansele de înregistrare a maximului anual sunt foarte reduse – sub 5% la nivel lunar – existând şi luni în care nu s-au produs niciodată maxime pluviometrice anuale, respectiv februarie-martie, în condiţiile frecvenţei mai ridicate a regimului anticiclonal de origine continentală. De altfel, producerea maximului pluviometric în lunile semestrului rece este strâns legată de deficitul pluviometric al sezonului cald din anul respectiv. Spre exemplu, în anul 1963, la Adjud, maximul pluviometric anual s-a produs în luna ianuarie (60,8 mm) în condiţiile în care în intervalul aprilie-august nici o lună nu a cumulat mai mult de 50 mm.

Datele disponibile în *Clima României*, vol. I, referitor la acest parametru de la Roman pentru perioada 1896-1955 evidenţiază valori mult mai ridicate la nivelul lunii iunie, care deţine 22 de ani din cei 60, în timp ce pentru ultimii 50 de ani ponderea lunii iunie s-a redus în mod considerabil în favoarea lunii iulie,

ceea ce exprimă o posibilă tendinţă de continentalizare a regimului pluviometric la nivelul Culoarului Siretului.

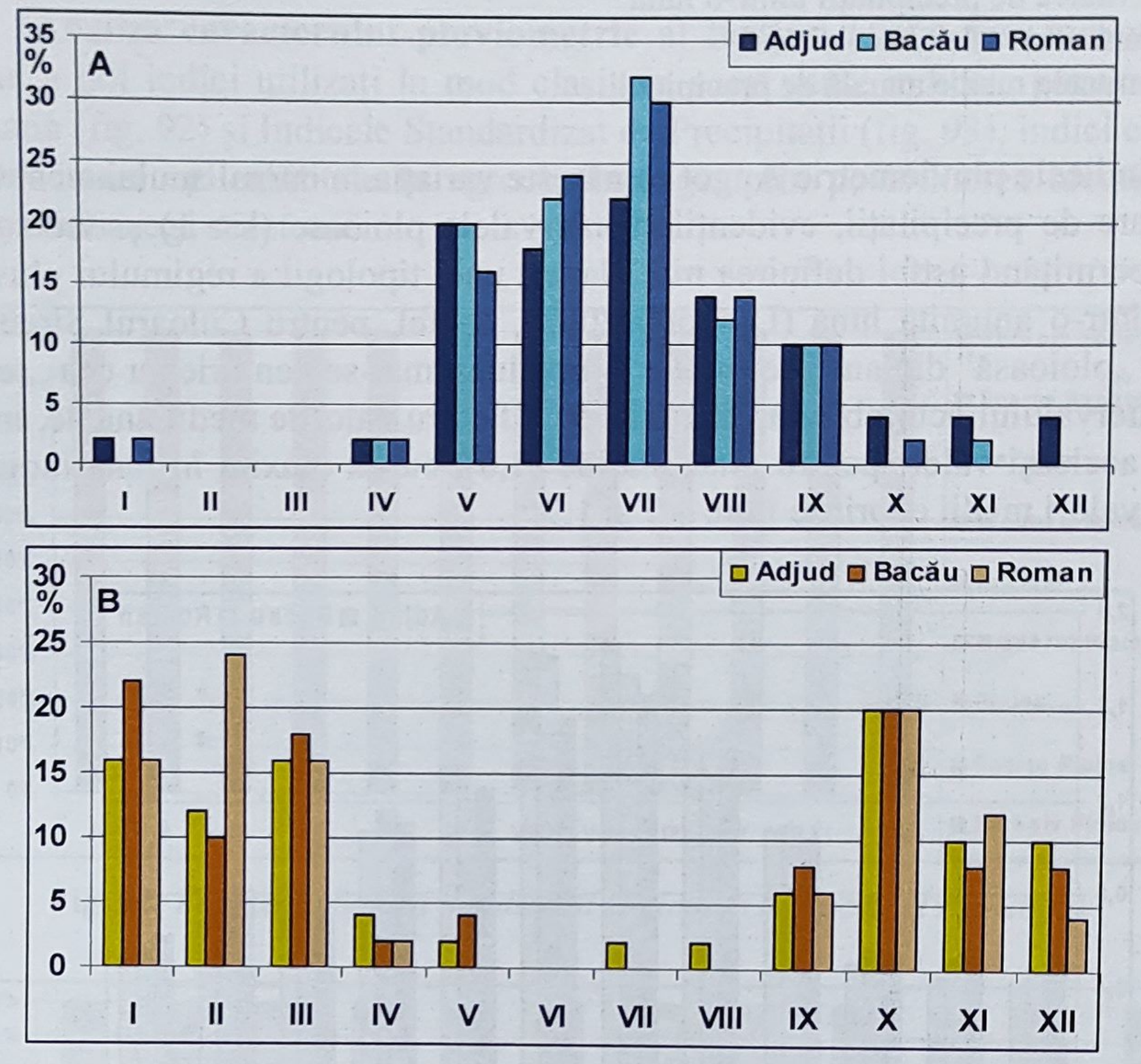


Fig. 90. *Frecvenţa maximelor (A) şi minimelor (B) pluviometrice lunare în Culoarul Siretului*

Frecvenţa lunară de producere a valorilor minime anuale (fig. 90b) indică valorile cele mai ridicate la nivelul lunii octombrie (20% la toate staţiile), lună cunoscută prin frecvenţa ridicată a regimului baric anticiclonal. În lunile caracterizate prin activitate convectivă accentuată probabilitatea de înregistrare a cantităţilor minime anuale de precipitaţii se reduce foarte mult, doar luna aprilie deţinând valori semnificative de poducere a minimului pluviometric anual. Comparativ cu perioada 1896-1955, pentru Roman se remarcă faţă de perioada mai recentă o translare a lunii cu cea mai ridicată pondere a minimelor anuale dinspre martie spre octombrie şi februarie.

Indicele (coeficientul) pluviometric Angot reprezintă raportul dintre cantitatea medie zilnică de precipitaţii dintr-o anumită lună şi cantitatea care i-ar fi revenit în cazul repartizării uniforme a cantităţii anuale în toate zilele anului:

$$K = (q \times 365) / (Q \times n)$$

unde:

q = cantitatea de precipitaţii dintr-o lună
n = numărul de zile al acelei luni
Q = cantitatea medie anuală de precipitaţii

Indicele pluviometric Angot urmăreşte variaţia în cursul anului a cantităţilor lunare de precipitaţii, evidenţiind intervalele ploioase ($k > 1$) şi secetoase ($k < 1$), permiţând astfel definirea mai clară a unei tipologii a regimului pluviometric dintr-o anumită lună (Dragotă, 2003). Astfel, pentru Culoarul Siretului perioada „ploioasă" din an corespunde intervalului mai-septembrie iar cea „secetoasă" intervalului octombrie-aprilie (fig. 91). Pentru valorile medii anuale, indicele are aceleaşi valori pentru toate staţiile (1,0), cu un maxim în luna iunie şi iulie, cu valori medii cuprinse între 1,7 şi 1,9.

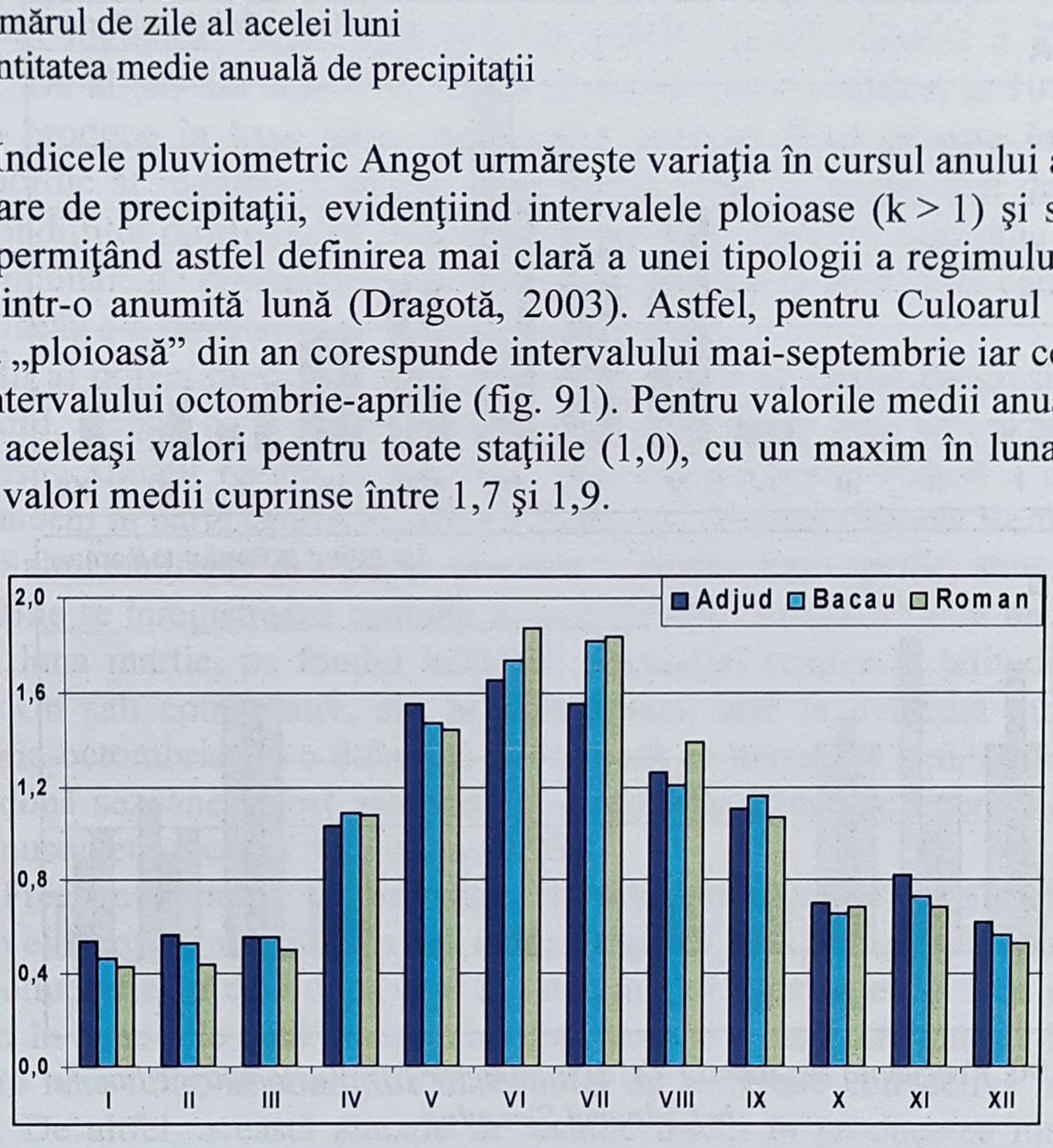


Fig. 91. *Indicele pluviometric Angot în Culoarul Siretului (1956-2005)*

Indicele Angot prezintă maximul în iunie la Adjud, în mod similar cu situaţia generală din regiunea de est a ţării, dar în iulie pentru Bacău şi Roman, ceea ce, aşa cum reiese şi din analiza unor parametri precedenţi, exprimă condiţii mai accentuate de continentalism pe fondul adăpostului orografic al acestor două staţii meteorologice în cadrul Culoarului Siretului.

Reprezentarea grafică pune în evidenţă diferenţieri semnificative faţă de regimul pluviometric, mai ales prin scoaterea în evidenţă a maximului secundar de precipitaţii din luna noiembrie, care se produc în condiţiile creşterii activităţii ciclonice de origine mediteraneană (E. Ion-Bordei, 1983).

Acest tip de regim pluviometric este specific Munteniei, Dobrogei şi sudului Moldovei, cu amplitudine anuală pronunţată, cu maximul de precipitaţii bine reliefat în iunie iar minimul în luna februarie sau martie. Conform clasifi-

cării din *Clima României*, vol. I, acesta reprezintă tipul IV pluviometric marcat de o revitalizare a cantităţilor de precipitaţii din lunile de toamnă pe fondul influenţei ciclonilor care străbat de la vest la est Marea Mediterană.

Analiza **caracterului pluviometric** al fiecărei luni a fost realizată cu ajutorul a doi indici utilizaţi în mod clasic în acest sens: indicele pluviometric Hellmann (fig. 92) şi Indicele Standardizat de Precipitaţii (fig. 93), indici care îşi găsesc o mare aplicabilitate în agroclimatologie prin posibilitatea identificării lunilor ploioase şi secetoase.

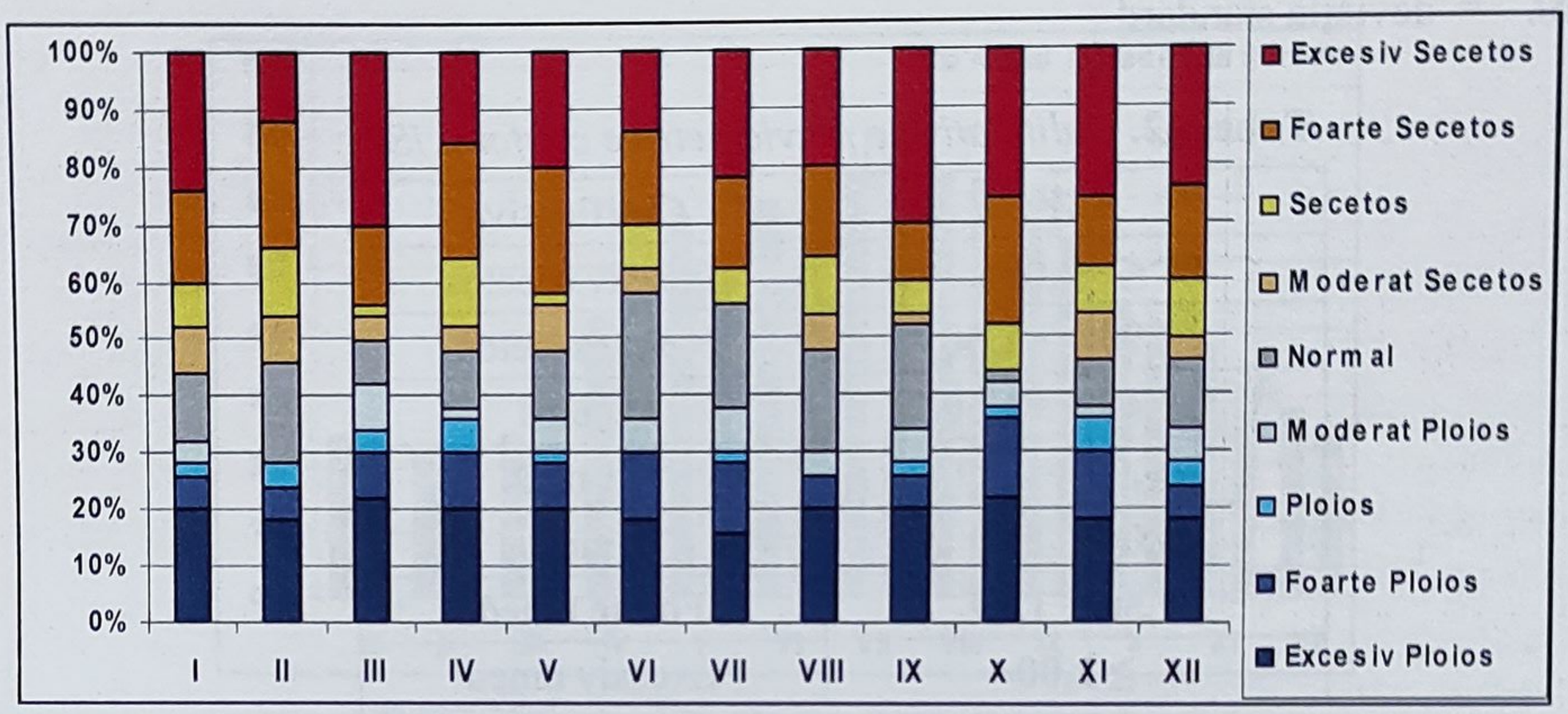


Fig. 92. *Frecvenţa lunară a Indicelui Hellmann la Bacău (1956-2005)*

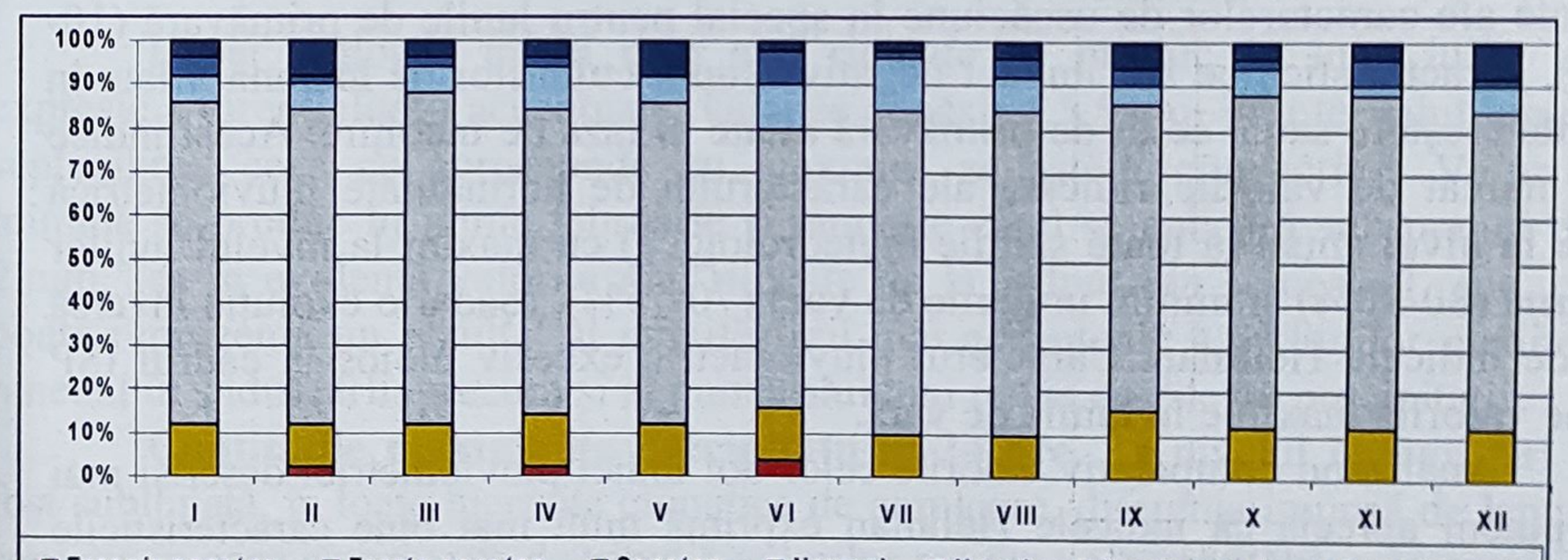


Fig. 93. *Frecvenţa lunară a Indicelui Standardizat de Precipitaţii la Bacău (1956-2005)*

Indicele pluviometric Hellman este calculat pe baza abaterilor procentuale ale cantităţilor de precipitaţii din fiecare lună faţă de media multianuală a lunii respective, lunile normale pluviometric fiind considerate lunile cu abatere procentuală cuprinsă între ±10%, caracterele pluviometrice extreme fiind atribuite lunilor cu abateri de sub −50% (excesiv secetos) şi peste +50% (excesiv ploios).

Indicele standardizat de precipitaţii (tab. 42) este utilizat în mod special pentru identificarea perioadelor cu deficit de precipitaţii, cu toate că ecartul de variaţie permite şi analiza excedentelor. Calculul ISP se bazează pe următoarea formulă:

$$ISP = (Q - Qmed) / Dev.\ St.$$

unde:
Q = cantitatea lunară de precipitaţii
Qmed = cantitatea medie multianuală
Dev. St. = deviaţia standard

Tabel 42. *Calificativele pluviometrice conform ISP*

ISP	Calificativ
≤ −2,00	Excesiv secetos
−1,99 ÷ −1,50	Foarte secetos
−1,49 ÷ −1,50	Secetos
−0,99 ÷ 0,99	Normal
1,00 ÷ 1,49	Umed
1,50 ÷ 1,99	Foarte umed
≥ 2,00	Excesiv umed

Indicele Standardizat de Precipitaţii scoate în evidenţă valori cumulate ridicate ale caracterelor de uscăciune în special pentru lunile de primăvară (10-15%), caracteristică ce are impact negativ asupra culturilor de toamnă aflate în faza de creştere sau a celor de primăvară aflate în faza de încolţire. Acest indice este marcat de valorile ridicate ale caracterului de normalitate pluviometrică (70% la nivel anual la toate staţiile meteorologice) cu maxim la nivelul lunilor de iarnă (80-90%) şi minim în lunile de vară (70-75%), aşadar o evoluţie inversă faţă de indicele Hellman. Caracterul pluviometric excesiv ploios în cadrul ISP deţine valorile maxime în lunile de vară.

Analizând comparativ valorile celor doi indici pluviometrici descrişi mai sus, putem aprecia că indicele Hellman exprimă mult mai bine caracteristicile pluviometrice şi particularităţile favorabilităţii climatice a precipitaţiilor pentru sectorul agricol. ISP a fost conceput de cercetători americani (Hayes, 2003) şi îşi găseşte o aplicabilitate redusă în contextul particularităţilor climatice ale ţării noastre, chiar dacă a fost folosit în studii de monitorizare a secetei în ţara noastră (Barbu & Popa, 2003, Cheval, 2003).

IV.5.5. Cantităţile zilnice de precipitaţii

Cantităţi medii zilnice. Cantitatea medie de apă căzută într-o zi (fig. 94) cu precipitaţii (> 0,1 mm) la principalele staţii meteorologice din cadrul regiunii se înscrie în jurul valorii de 4 mm (4,4 mm la Adjud, 4,1 mm la Bacău, 4,2 mm la Roman). Pe ansamblu, aceste medii sunt sub cele regăsite în cadrul Subcarpaţilor Moldovei (Apostol, 2001), dar similare celor din Câmpia Moldovei sau Podişul Bârladului. Valorile sunt duble pentru semestrul cald (între 5,5-6 mm) faţă de cele din semestrul rece (2,5-3 mm).

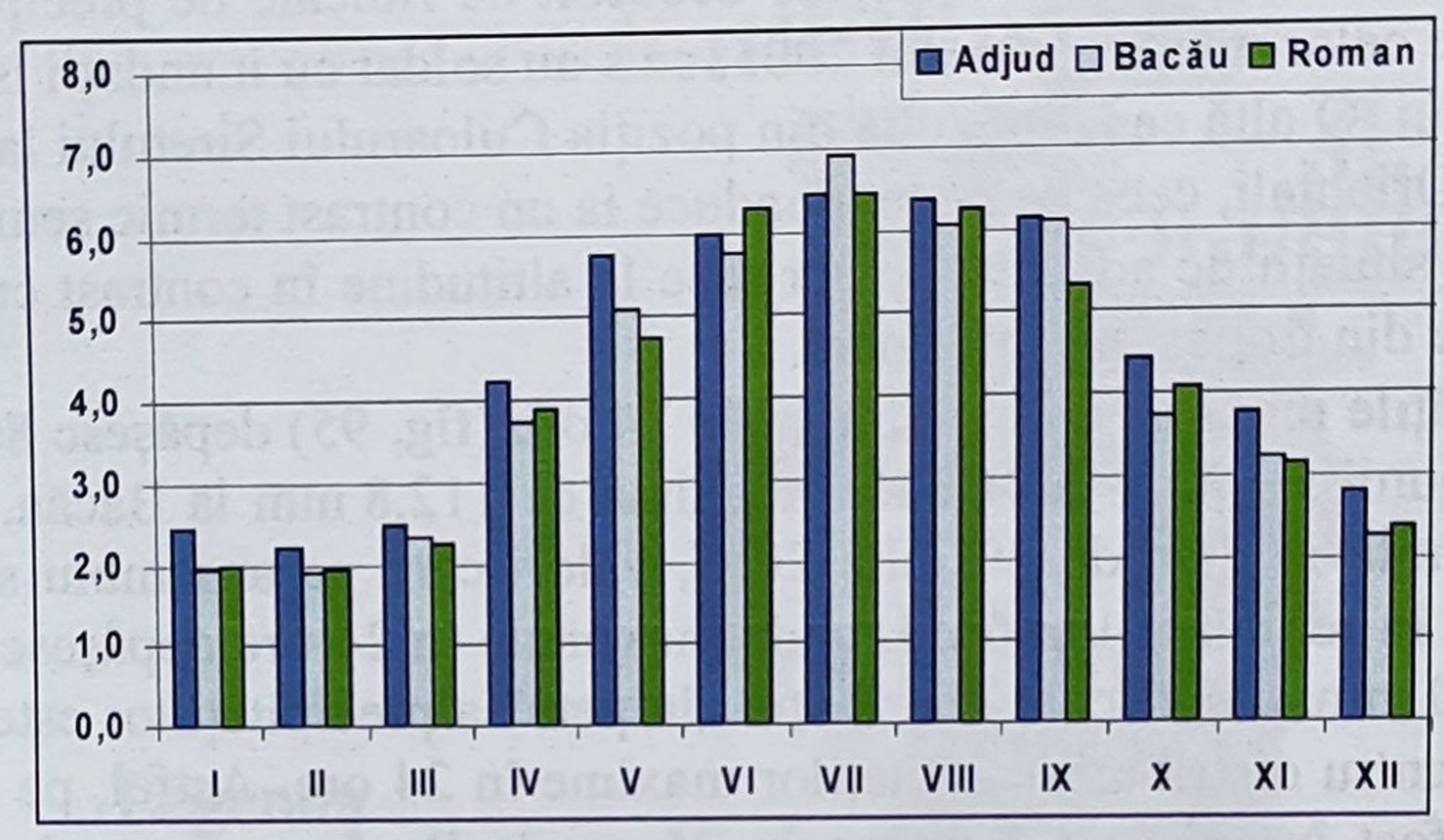


Fig. 94. *Cantitatea medie de precipitaţii (mm) în zilele cu precipitaţii >0,1 mm în Culoarul Siretului (1956-2005)*

Lunar, valorile medii cele mai ridicate se produc în luna iulie, ca expresie a torenţialităţii accentuate, valorile depăşind 5,5 mm în intervalul iunie-septembrie, ceea ce corespunde cu maximul activităţii convective. Valorile minime se produc în lunile februarie şi ianuarie când se coboară sub pragul de 2 mm. Ies în evidenţă valorile mai ridicate de la Adjud din semestrul rece, ce poate reprezenta un rezultat al manifestării mai accentuate a ciclonilor mediteraneeni în sudul ţării, precum şi al numărului mai redus de zile cu precipitaţii.

Cantităţile maxime de precipitaţii în 24 ore. La nivelul întregii ţări a fost subliniată, în toate lucrările climatice de amploare, diferenţa impusă de lanţul carpatic în ceea ce priveşte distribuţia valorilor maxime ale cantităţilor de precipitaţii în 24 ore (Pătăchie & Călinescu, 1986). Astfel, în Podişul Transilvaniei şi în Câmpia de Vest valorile de peste 100 mm sunt foarte rare, în timp ce la est şi sud de Carpaţi acestea devin dominante. De altfel, valorile mai ridicate de 100 mm în 24 ore sunt percepute ca un indicator al excesivităţii climatice. În *Clima României* vol. I, sunt indicate două valori de acest fel din arealul Culoarului Siretului, în sectorul său nordic, respectiv 129 mm la Galbeni, localitate situată la cca 30 km nord de Bacău, şi 131 mm la Miclăuşeni. Este cert că aceste valori reprezintă rezultatul unor evenimente meteorologice cu caracter deosebit legate de condiţii sinoptice

particulare la nivelul continentului, dar şi condiţiile locale joacă un rol important în producerea lor. O expresie deosebită a acestor evenimente deosebite o reprezintă episoadele de inundaţii care au afectat această regiune, precum cel din iulie 1991 (Stăncescu & Goţi, 1992), când s-au produs inundaţii istorice în Culoarul Siretului la sud de Bacău, poate nu întâmplător în sectorul de la Răcăciuni, şi în depresiunea Tazlău-Caşin.

Rolul cel mai important este determinat de bariera orografică pe care o formează culmile şi masivele subcarpatice în faţa fronturilor atmosferice aferente ciclonilor mediteraneeni ce capătă caracter retrograd peste Marea Neagră.

Acestea ar fi cauzele cantităţilor deosebit de ridicate de precipitaţii din 1991, dar şi ale celor mai recente din 2005, ce s-au soldat cu inundaţii istorice în bazinul Siretului. O altă cauză rezultă din poziţia Culoarului Siretului la adăpostul Carpaţilor Orientali, ceea ce poate conduce la un contrast termic semnificativ pe verticală în situaţii de advecţii de aer rece la altitudine în contrast cu temperaturile ridicate din troposfera inferioară.

Cantităţile maxime de precipitaţii în 24 ore (fig. 95) depăşesc 80 mm în ansamblul regiunii şi ajung la valoarea maximă de 112,8 mm la Bacău, valoare record înregistrată în data de 20 iulie 2002, valori care pe ansamblu sunt mai coborâte decât în regiunile limitrofe, unde maximele în 24 ore depăşesc în mod generalizat 100 mm. Cunoscuta distribuţie „în pete" a precipitaţiilor este cu atât mai valabilă pentru distribuţia cantităţilor maxime în 24 ore. Astfel, pe 20 iulie 2002, când a fost înregistrată maxima în 24 ore la Bacău, nu s-au înregistrat decât 40 mm la Roman, valoare care se înscrie în valorile frecvent întâlnite în timpul verii în Culoarul Siretului.

O altă caracteristică este că maximele anuale în 24 ore s-au înregistrat în lunile iulie şi august, în strânsă legătură cu maximul activităţii convective ce se înregistrează în această perioadă din an. De altfel, instalarea şi manifestarea mecanismelor convective se resimte în producerea cantităţilor maxime în 24 de ore care depăşesc pragul de 50 mm, ce se produc decalat de la sud la nord, la Adjud şi Bacău acestea fiind posibile începând cu luna mai sau chiar aprilie, în timp ce în nord aceste valori s-au produs numai începând cu luna iunie.

Cele mai reduse valori ale cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore se înregistrează în semestrul rece (fig. 96) şi în special în luna februarie, care se caracterizează prin frecvenţa ridicată a condiţiilor anticiclonale, ceea ce se resimte atât la nivelul cantităţilor medii de precipitaţii din această lună, dar şi în ceea ce priveşte parametrul analizat (26,3 mm la Adjud, 20,8 mm la Bacău, 28,1 mm la Strunga şi 24,6 mm la Plopana). De altfel, saltul principal în cantităţile maxime în 24 ore se produce între lunile martie şi aprilie în sectorul sudic la Adjud şi Bacău şi între aprilie şi mai în sectorul nordic la Roman, Secuieni-Roman, Strunga şi Plopana. Acest salt pluviometric marchează o creştere cu 20-30 mm a cantităţilor de precipitaţii în 24 ore.

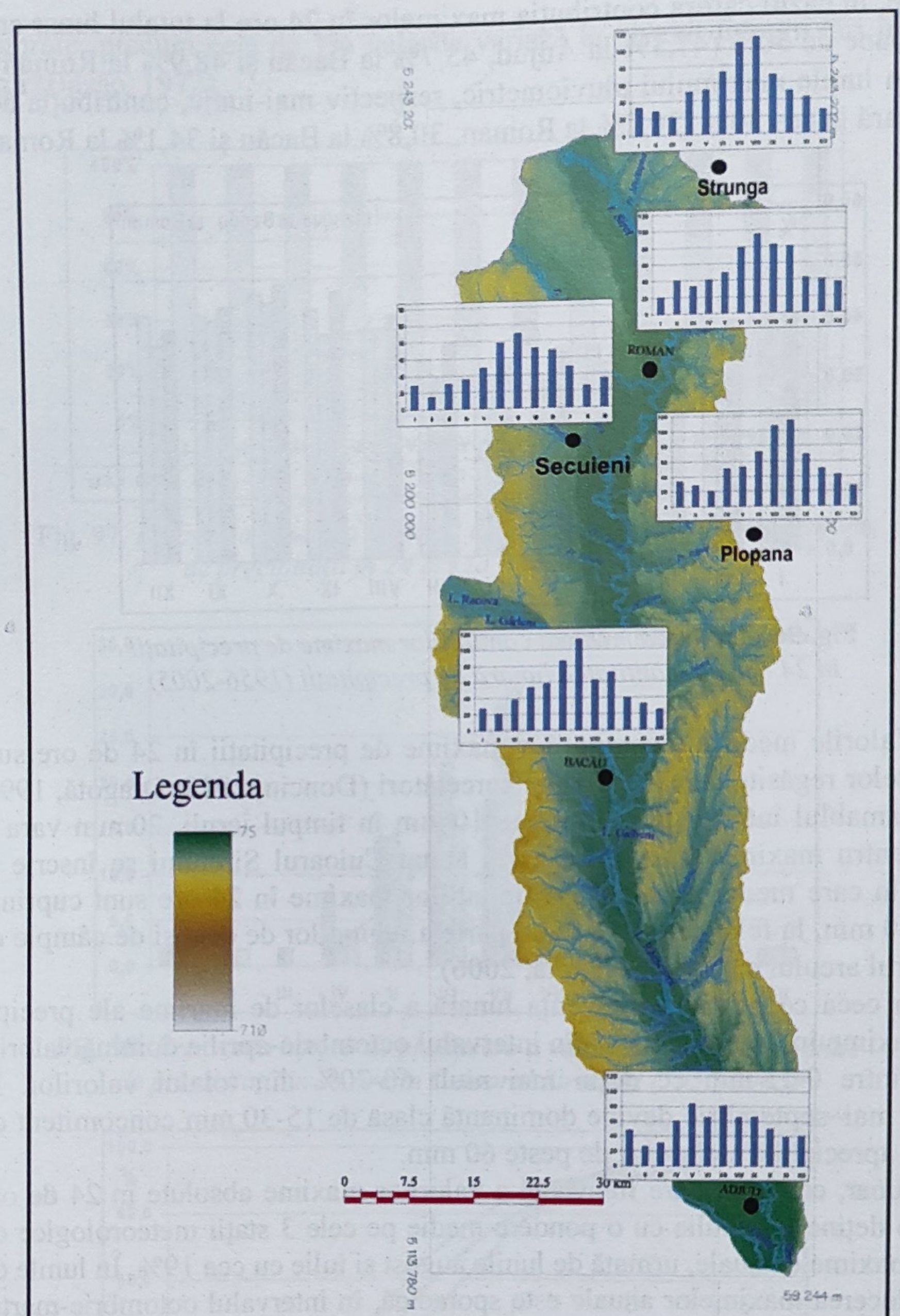


Fig. 95. *Cantităţile maxime de precipitaţii în 24 de ore în Culoarul Siretului*

Trăsăturile de excesivitate pluviometrică ale regiunii sunt scoase în evidenţă de ponderea ridicată pe care o deţin cantităţile de precipitaţii în 24 ore din cantitatea lunară totală (fig. 96). Pentru Culoarul Siretului ponderea medie la nivel anual este de cca 40% (41,1% la Adjud, 37,3% la Bacău şi 39,6% la Roman), aceasta fiind mai ridicată la nivelul lunilor secetoase, mai ales în

octombrie, în cazul cărora contribuţia maximelor în 24 ore la totalul lunar creşte până aproape de 50% (47,3% la Adjud, 45,7% la Bacău şi 48,9% la Roman), în timp ce în lunile maximului pluviometric, respectiv mai-iunie, contribuţia acestora coboară la cca 30% (30,7% la Roman, 30,8% la Bacău şi 34,1% la Roman).

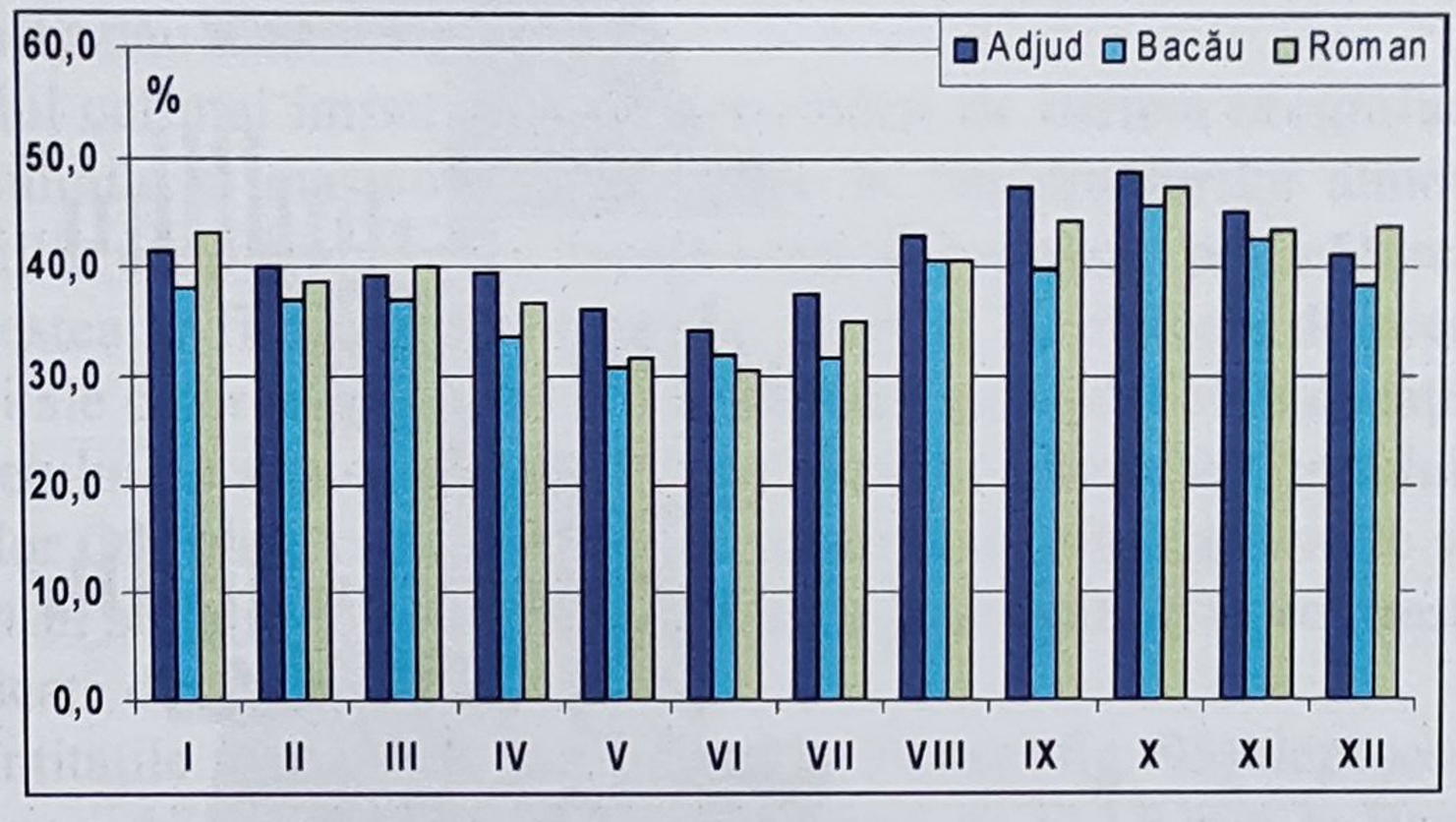


Fig. 96. *Ponderea medie a cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore din cantitatea lunară de precipitaţii (1956-2005)*

Valorile medii ale cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 de ore sunt similare celor regăsite de către diverşi cercetători (Donciu, 1928; Dragotă, 1992) pentru ansmablul întregii ţări şi anume 10 mm în timpul iernii, 20 mm vara şi 40 mm pentru maxima anuală. La nivel anual Culoarul Siretului se înscrie în regiunile în care media anuală a precipitaţiilor maxime în 24 ore sunt cuprinse între 40-50 mm, la fel ca cea mai mare parte a regiunilor de deal şi de câmpie de la exteriorul arcului carpatic (Dragotă, 2006).

În ceea ce priveşte frecvenţa lunară a claselor de mărime ale precipitaţiilor maxime în 24 ore (fig. 97) în intervalul octombrie-aprilie domină valorile cuprinse între 0-15 mm ce deţin mai mult 60-70% din totalul valorilor. În intervalul mai–septembrie devine dominantă clasa de 15-30 mm concomitent cu o creştere apreciabilă a claselor de peste 60 mm.

Lunar, cea mai mare frecvenţă a valorilor maxime absolute în 24 de ore (fig. 98) o deţine luna iulie cu o pondere medie pe cele 3 staţii meteorologice de 25% din maximele anuale, urmată de lunile august şi iulie cu cca 19%. În lunile de iarnă producerea maximelor anuale este sporadică, în intervalul octombrie-martie producându-se sub 5% din cazurile anuale. Probabilitatea de producere a cantităţilor maxime anuale de precipitaţii în 24 de ore (fig. 99), de până la 25 mm, este de 80% pentru întreg teritoriul României (*Geografia României*, vol. I, 1983), cea a cantităţilor de 45-60 mm, de 25% (Bâzâc, 1972). Pentru staţiile meteorologice din Culoarul Siretului (Adjud, Bacău, Roman) gradul de asigurare a cantităţilor de peste 60 mm este de 18%, 16% şi respectiv 12% iar al celor de peste 45 mm este de 50% pentru Adjud, 40% pentru Bacău şi 32% pentru Roman. Pentru grade mici

de asigurare, precum cele de 1% valorile variază la nivelul întregii ţări între 80-170 mm (Bâzâc, 1972).

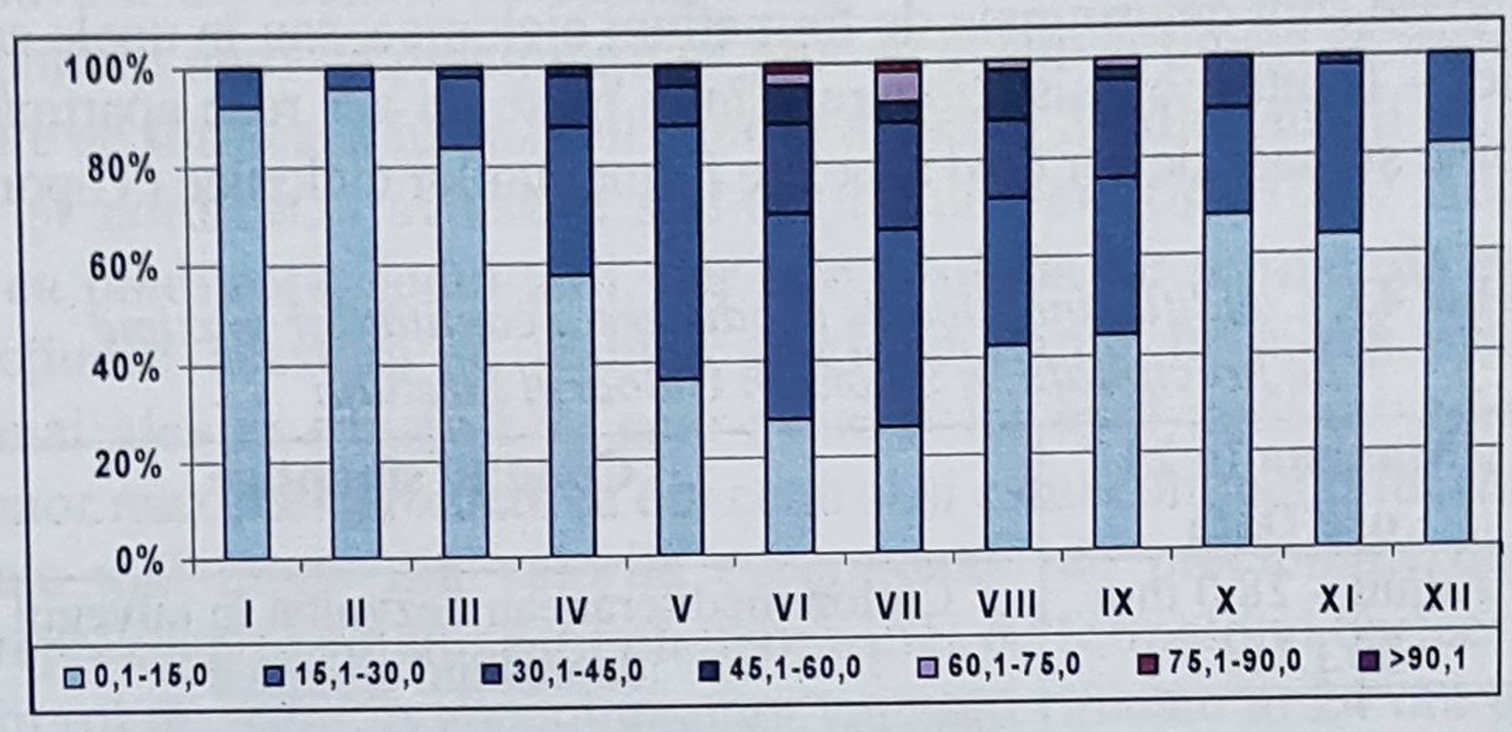


Fig. 97. *Frecvenţa lunară a claselor de mărime ale cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore la Bacău (1956-2005)*

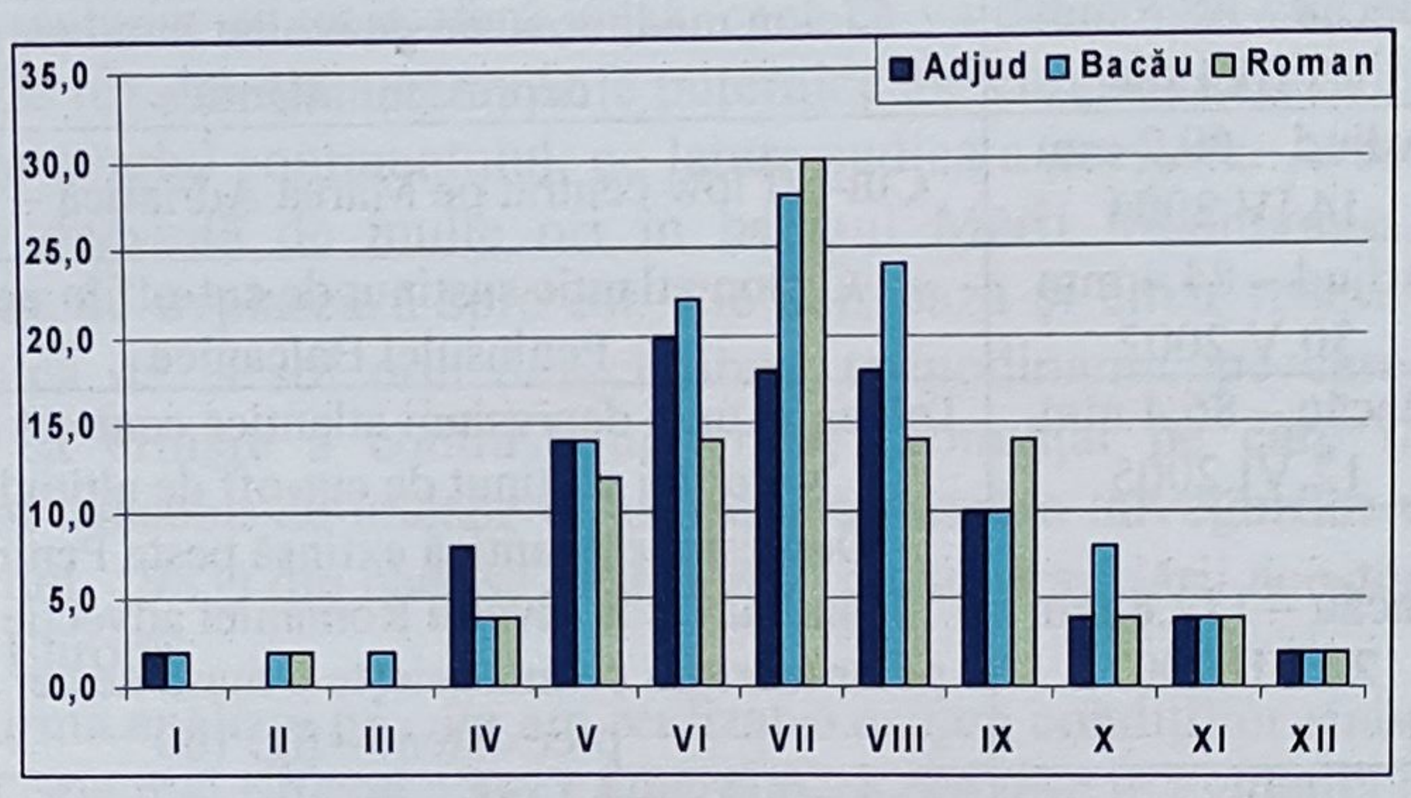


Fig. 98. *Frecvenţa lunară de producere a valorilor maxime absolute de precipitaţii în 24 ore în Culoarul Siretului (1956-2005)*

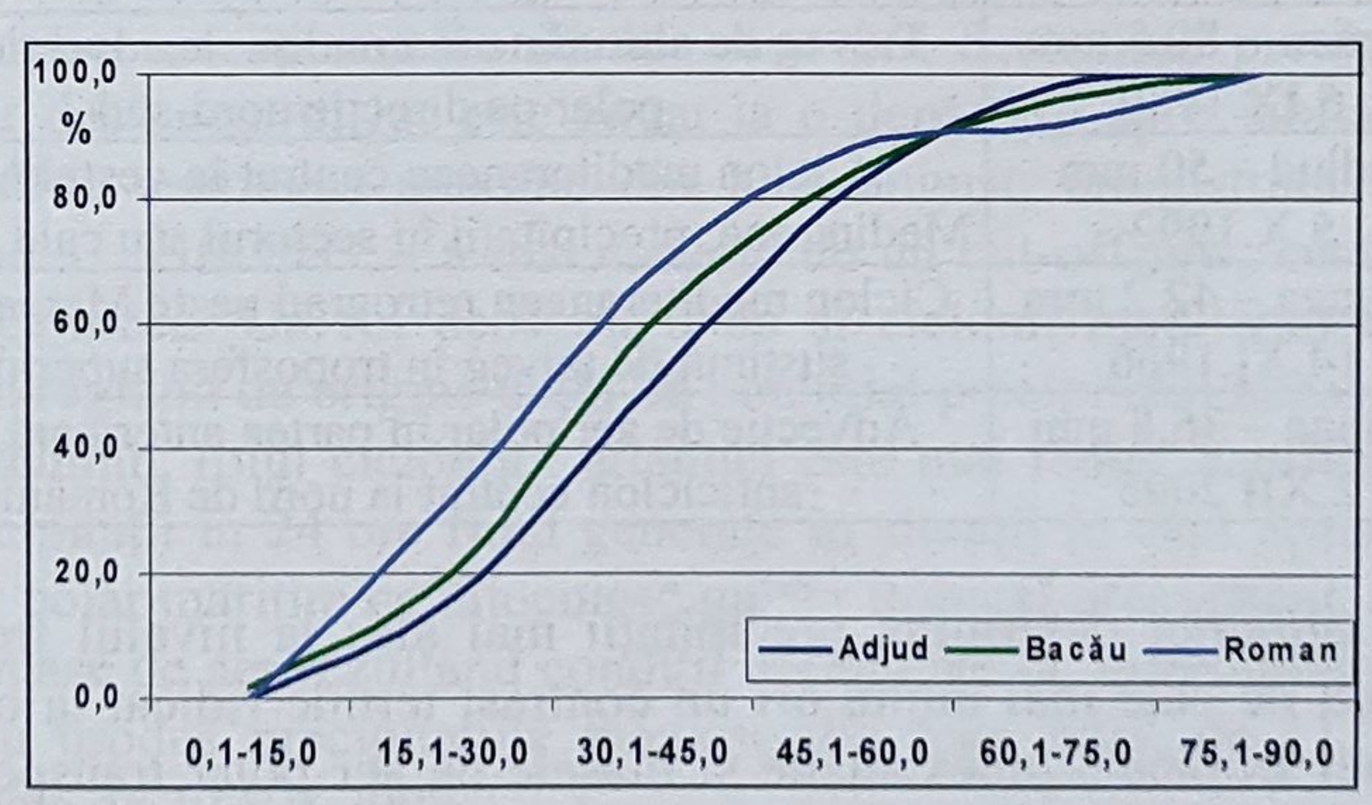


Fig. 99. *Probabilitatea producerii cantităţilor maxime anuale de precipitaţii în 24 ore în Culoarul Siretului (1956-2005)*

În ceea ce priveşte **cauzele** acestor cantităţi mari de precipitaţii în 24 ore (tab. 43), acestea sunt legate în special de condiţii ciclonale persistente (Pătăchie & Călinescu, 1986) induse de ciclonii atlantici sau de cei mediteraneeni. În general intervalele ploioase sunt determinate de formaţiuni ciclonice, sau în unele cazuri, de zona de contact – fronturi cvasistaţionare – între mase de aer rece aparţinând unui câmp anticiclonic şi mase de aer cald asociate formaţiunilor ciclonice (Topor, 1964).

Tabel 43. *Condiţii sinoptice de producere a cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore în Culoarul Siretului*

	Maxima în 24 ore/Data	**Condiţii sinoptice**
Ianuarie	Adjud – 28,0 mm 20.I.1965	Ciclon mediteranean dezvoltat în talvegul unei depresiuni atlantice
Februarie	Roman – 40,0 mm 12.II.1967	Nucleu cut-off în nordul Mării Negre în cuplaj cu anticiclon centrat în regiunea Mării Baltice – condiţii de viscol
Martie	Bacău – 38,5 mm 29.III.1988	Ciclon mediteranean dezvoltat în talvegul unei depresiuni atlantice
Aprilie	Adjud – 60,2 mm 14.IV.2004	Cut-off low centrat pe Marea Adriatică – fig. 102
Mai	Adjud – 84,4 mm 30.V.2002	Ciclon atlantic susţinut de cut-off în nordul Peninsulei Balcanice
Iunie	Bacău – 86,4 mm 12.VI.2005	Talveg al unei depresiuni atlantice centrată în Marea Nordului susţinut de cut-off de altitudine
Iulie	Bacău – 112,8 mm 20.VII.2002	Depresiune atlantică extinsă peste Peninsula Scandinavă; la nivelul României advecţie de aer polar maritim ce înlocuieşte o masă de aer tropical preexistent – fig. 100
August	Strunga – 113,7 mm 26.VIII.1977	Cut-off în nordul Mării Negre generat de advecţii nordice în parte anterioară a unui câmp anticiclonal ce acoperea tot continentul
Septembrie	Roman – 80,5 mm 6.IX.1989	Talveg de altitudine în condiţii de advecţie de aer polar pe direcţie nord-sud
Octombrie	Adjud – 50 mm 5.X.1992	Ciclon mediteranean centrat în vestul Mării Mediterane; precipitaţii în sectorul său cald – fig.101
Noiembrie	Strunga – 42,2 mm 14.XI.1966	Ciclon mediteranean retrograd peste Marea Neagră susţinut de talveg în troposfera superioară
Decembrie	Roman – 36,8 mm 2.XII.2005	Advecţie de aer polar în partea anterioară a unul anticiclon centrat la nord de România

Ciclonii atlantici determină precipitaţii mai ales la nivelul fronturilor reci care presupun de cele mai multe ori un contrast termic ridicat la contactul dintre mase de aer tropicale preexistente şi masele de aer polar transportate pe circulaţie nordică sau nord-vestică (fig. 100). În foarte multe situaţii din nucleul

central al depresiunii mobile atlantice se desprinde un al doilea nucleu care se extinde la nivelul României, frecvenţa maximă acestor cicloni dubli fiind iarna, dar şi primăvara sau toamna (Dragotă, 2006).

Cantităţi mari de precipitaţii se produc şi sub acţiunea *ciclonilor mediteraneeni* care se formează în bazinul central al Mării Mediterane şi au o deplasare spre nord şi nord-est, traversând sud-estul Europei (fig. 101). Aceşti cicloni afectează cu predilecţie sudul ţării, dar prin evoluţia lor retrogradă peste Marea Neagră acţiunea acestora se resimte foarte puternic în întreg spaţiul extracarpatic, mai ales în situaţiile în care avansul lor spre nord-est este blocat de acţiunea unor maxime barometrice din centrul şi estul continentului (Milea *et al.*, 1974). Cele mai multe din valorile excepţionale de precipitaţii din Culoarul Siretului reprezintă rezultatul acţiunii unor astfel de formaţiuni barice.

Un rol deosebit în generarea unor cantităţi ridicate în 24 ore este deţinut de nucleele ciclonice de tip *cut-off low* de altitudine, identificabile mai ales la nivelul standard de 500 mb şi exprimate la nivelul reliefului baric prin regiuni cu caracter depresionar cu troposferă joasă, ceea ce va determina carcaterul lor rece (fig. 102). Ele rezultă din meandrările puternice ale curentului jet din troposefera superioară la nivelul continentului, pe latura sudică a acestora. Aceste nuclee de aer rece se dezvoltă de multe ori în bazinul Mării Mediterane unde devin staţionare sau se deplasează spre est. Ele activează şi chiar reactivează activitatea ciclonică de la sol prin dezechilibrul termodinamic pe care îl imprimă troposferei ca urmare a contrastului termic pronunţat pe care îl generează. Acestea sunt deosebit de intense în partea anterioară a talvegurilor de altitudine (E. Ion-Bordei, 1983) din care se desprind în cursul translării acestora de la vest la est peste Europa.

În urma analizei pe care am realizat-o asupra condiţiilor sinoptice în care s-au produs cele mai ridicate valori lunare în 24 ore iese în evidenţă rolul pe care îl deţin situaţiile de cut-off care sunt responsabile pentru cantităţile excepţionale din 5 luni ale anului. De asemenea, trebuie să precizăm că în urma analizei hărţilor sinoptice aceste nuclee de aer rece pot determina precipitaţii excepţionale chiar dacă centrul lor este situat la o depărtare apreciabilă de regiunea studiată. Astfel, cantitatea maximă din luna august, înregistrată la Strunga – 113,7 mm pe 31.VIII.1977 – a fost cauzată de un cut-off low, centrat în nordul Peninsulei Crimeea. Un rol deosebit îl au şi ciclonii mediteraneeni care prin proximitatea regiunii de origine deţin un potenţial precipitabil considerabil.

În schimb, rolul ciclonilor atlantici este mai redus, cantităţile excepţionale de precipitaţii în 24 ore fiind generate în situaţii în care aceştia transportă mase de aer polar maritim ce înlocuiesc un aer tropical preexistent, din contactul celor două mase de aer rezultând condiţii accentuate de instabilitate. În astfel de condiţii s-au produs precipitaţiile maxime din luna iulie, de 112,8 mm de la Bacău din data de 20.VII.2002.

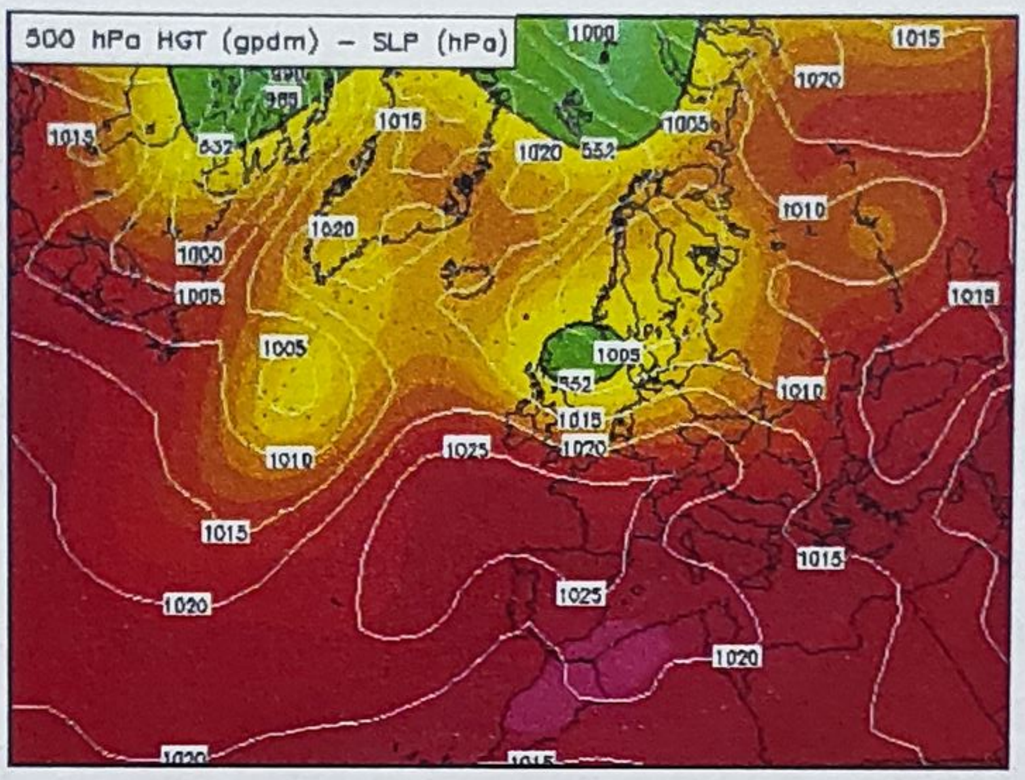


Fig. 100. *Ciclon atlantic (20.VII.2002)*

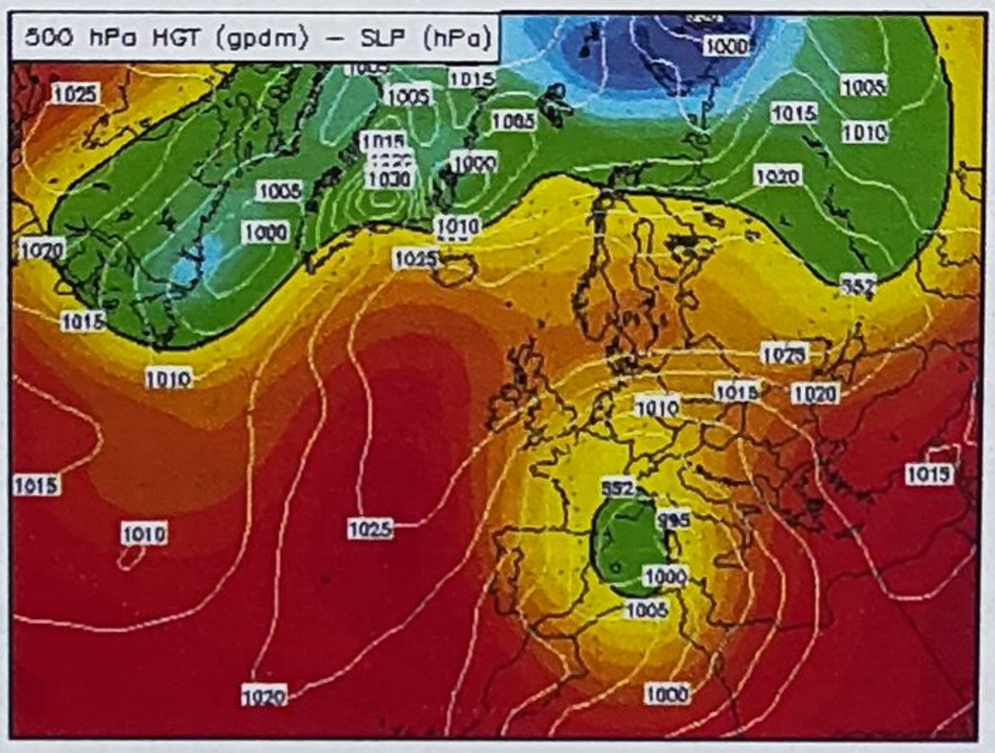


Fig. 101. *Ciclon mediteranean (5.X.1992)*

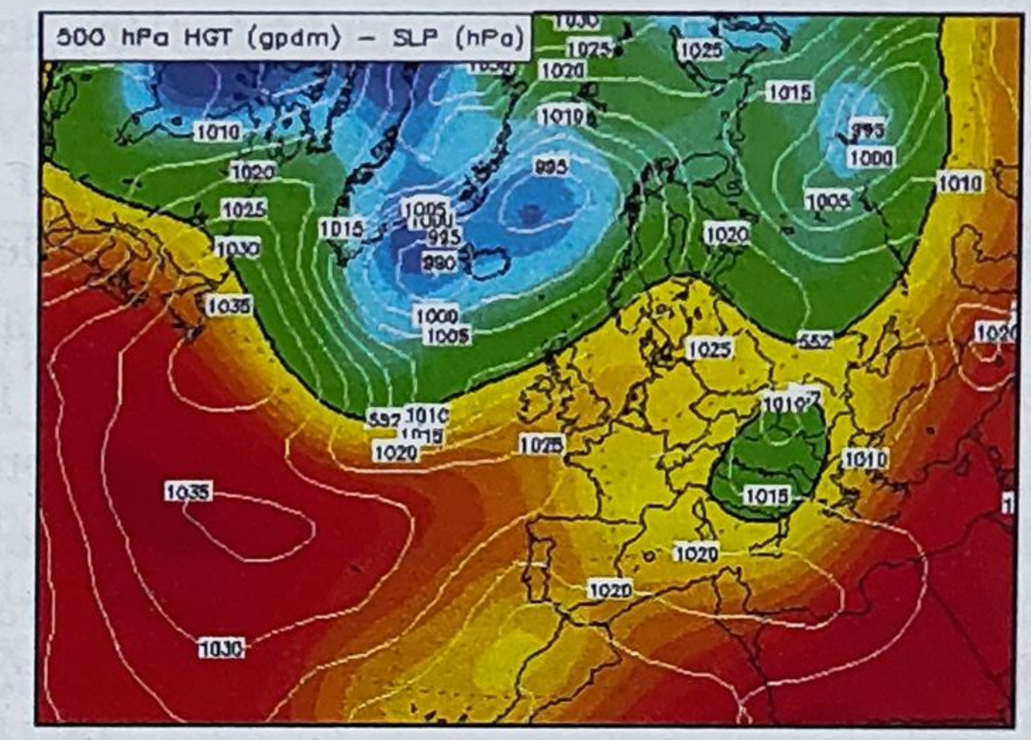


Fig. 102. *Situaţie de cut-off low (14.IV.2002)*
Sursa: Global Forecast System-Reanalysis (www.wetterzentral.de)

Ploile torenţiale. Acestea au fost analizate pe baza tabelelor meteorologice lunare TM-3 şi TM-4 pentru perioada 1992-2002 şi tabelele meteorologice anuale TM-13. De asemenea, ploile torenţiale au fost selecţionate pe baza a trei criterii. Cel mai folosit dintre acestea este criteriul Hellmann pe baza căruia au fost selecţionate şi ploile torenţiale excepţionale (Pîrvulescu *et al.*, 1995).

Ploile torenţiale se produc cu o frecvenţă diferită, atât în spaţiu, cât şi în timp. În unele situaţii, chiar în regiunile extracarpatice, peste 60% din numărul cazurilor (ani), nu se produc ploi torenţiale. În general, pentru România ploile torenţiale care se produc odată pe an deţin cea mai mare frecvenţă (5-35%) situaţie caracteristică şi pentru Culoarul Siretului (*Geografia României*, vol. I, 1983).

În ceea ce priveşte *numărul de cazuri de ploi torenţiale* (fig. 103), acesta este cel mai mare la Roman unde s-au înregistrat 135 de cazuri pe întregul interval analizat, ceea ce reprezintă 7,5 cazuri anual. Valorile mai ridicate sunt puse pe seama conformaţiei particulare pe are o are Valea Siretului în acest sector. Tot acelaşi argument susţine şi ponderea ridicată pe care o au ploile torenţiale care intră în categoria celor excepţionale (32,7% din totalul de ploi torenţiale). În acelaşi timp numărul de ploi torenţiale scade spre sudul culoarului. Astfel, în perioada luată în considerare s-au înregistrat 119 cazuri la Bacău şi numai 95 de cazuri la Adjud. Sub acest aspect, Culoarul Siretului reprezintă o regiune de tranziţie între aria carpatică şi subcarpatică cu valori în general ridicate şi aria de podiş de la est unde valorile ridicate, de peste 130 mm au o repartiţie mai puţin coerentă în teritoriu (Apostol & Sfîcă, 2004).

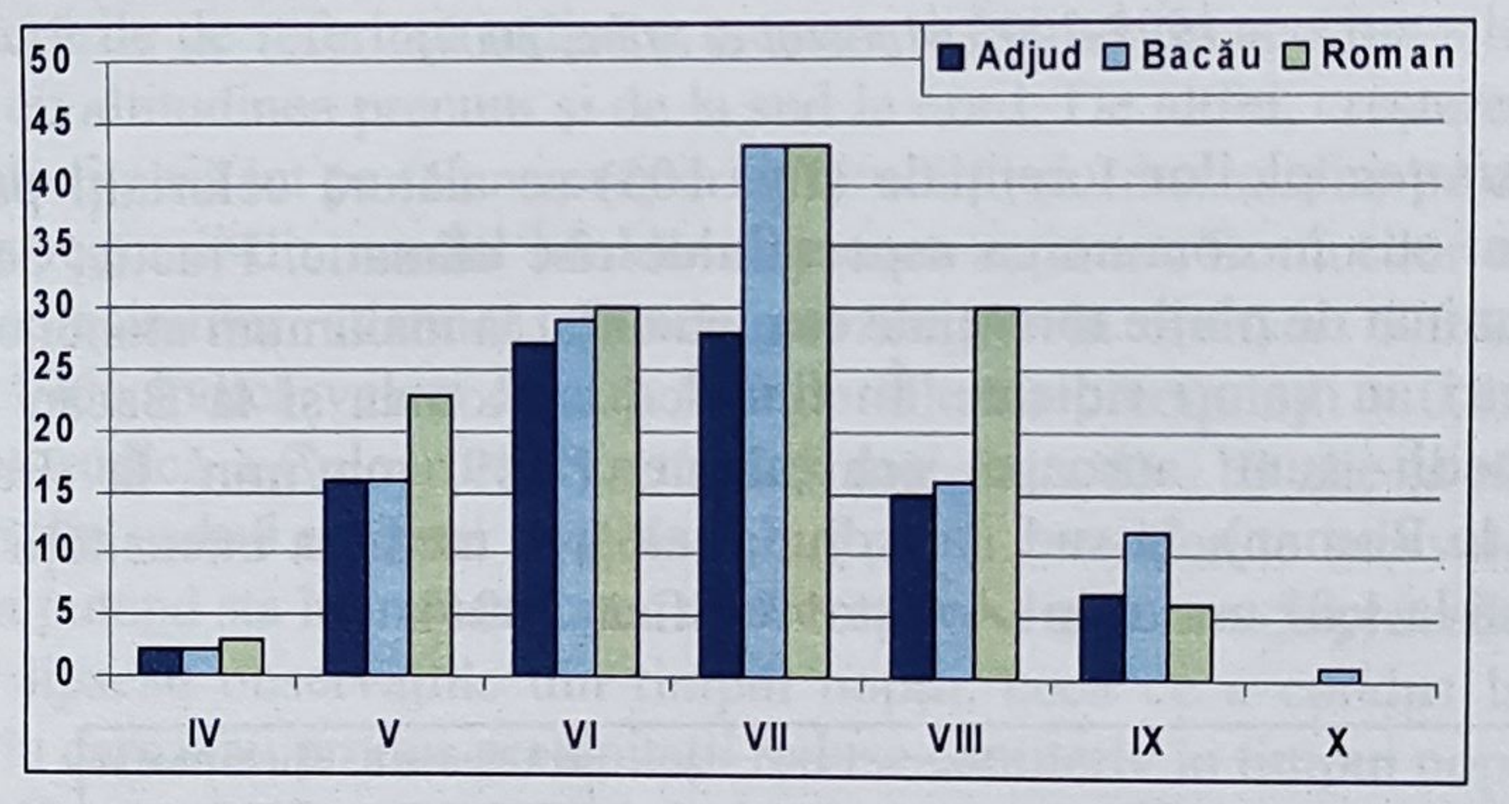


Fig. 103. *Numărul de cazuri de ploi torenţiale în Culoarul Siretului: 1992-2002 (Apostol & Sfîcă, 2004)*

În ceea ce priveşte frecvenţa lunară, aceasta este maximă în luna iulie, după care urmează celelalte luni de vară, iunie şi iulie. De altfel, deşi aceste tipuri de ploi se produc din aprilie până în octombrie, intervalul iunie-august deţine ponderea majoritară din numărul total de cazuri.

Un alt parametru deosebit de important pentru caracterizarea ploilor torenţiale este *durata* acestora (fig. 104). Durata ploilor torenţiale imprimă, în fond, caracterul de risc al acestora.

Ploile torenţiale se manifestă pe perioade scurte de timp. Pentru staţiile luate în studiu aproape 50% din ploile torenţiale au o durată mai scurtă de 2 minute. Diferenţa sub acest aspect dintre ploile torenţiale şi cele excepţionale

este că durata maximă a celor excepţionale nu depăşeşte decât foarte rar 5 minute, în timp ce ploile torenţiale pot depăşi chiar câteva zeci de minute. Pentru perioada studiată, durata maximă a unei ploi torenţiale excepţionale a fost de 7 minute şi a fost înregistrată pe data de 13 iulie 2000 la Bacău (intensitatea medie a acestei ploi a fost de 0,91 mm/min). Şi în ceea ce priveşte durata acestor ploi în lunile anului, cele de vară deţin valorile cele mai ridicate (Apostol & Sfîcă, 2004).

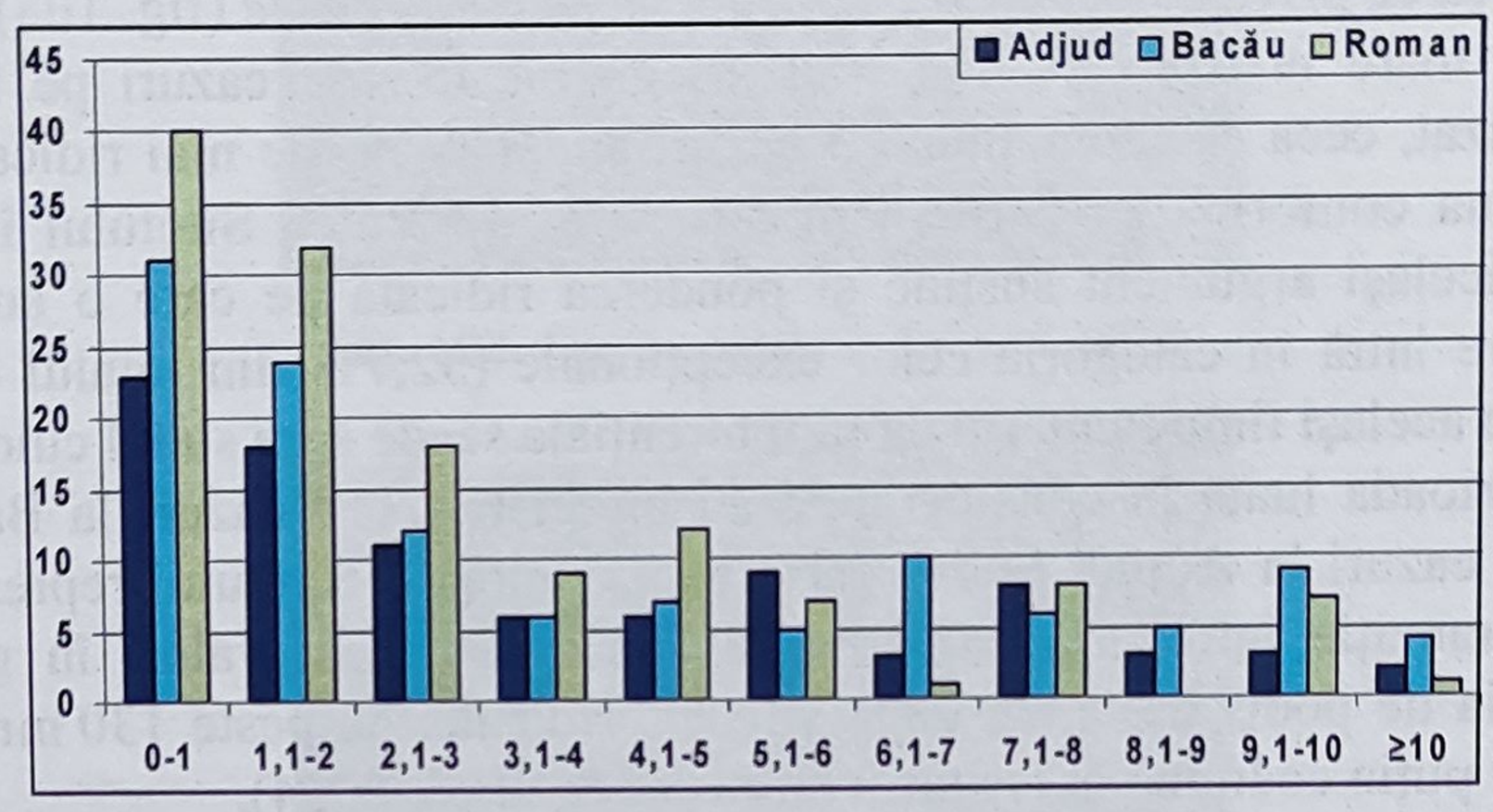


Fig. 104. *Durata ploilor torenţiale în Culoarul Siretului (minute): 1992-2002 (Apostol & Sfîcă, 2004)*

Intensitatea ploilor torenţiale (fig. 105) se alătură celorlalţi parametri menţionaţi mai sus în conturarea aspectuluide risc climatic. Practic, acest risc climatic determinat de ploile torenţiale este potenţat la maximum atunci când toţi aceşti parametri au valori ridicate. În timp ce la Roman şi la Bacău valorile intensităţii medii sunt aproape echivalente (2,49 mm/min la Bacău şi 2,53 mm/min la Roman), în sud, la Adjud, valoarea medie a intensităţii acestor ploi scade până la 1,81 mm/min (Apostol & Sfîcă, 2004).

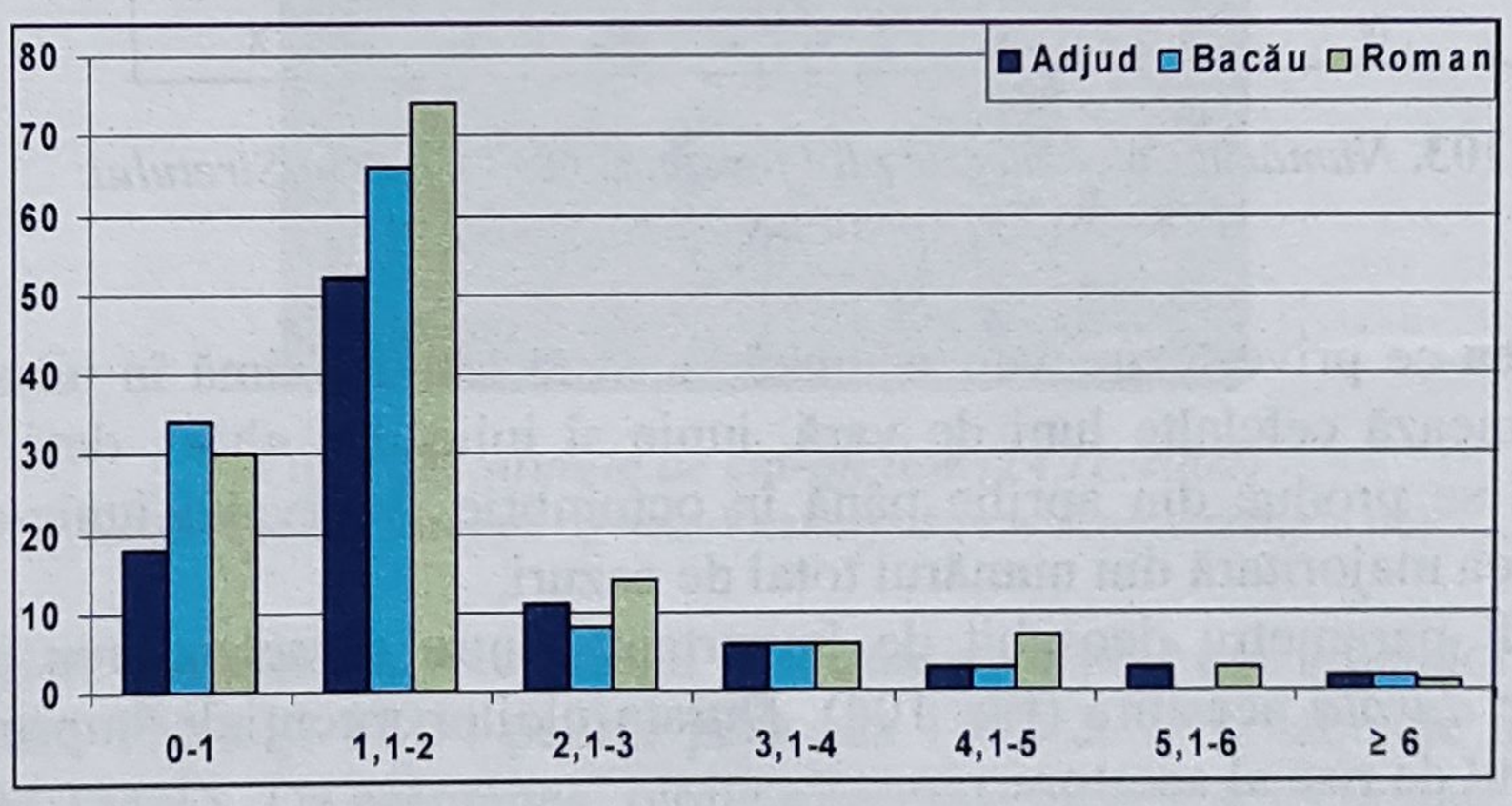


Fig. 105. *Frecvenţa pe clase de intensitate (mm/min) a ploilor torenţiale în Culoarul Siretului: 1992-2002 (Apostol & Sfîcă, 2004)*

Aşadar, aceşti parametri ai ploilor torenţiale pun în evidenţă o diferenţă clară între sectorul nordic al Culoarului Siretului şi cel sudic ca reflex al condiţiilor locale ce alimentează formarea, declanşarea şi manifestarea acestor procese în zona oraşului Roman. De altfel, cele două sectoare se încadrează la nivel regional în două ansambluri diferite sub aspectul riscului climatic generat de ploile torenţiale (sectorul nordic este asociat regiunilor de deal şi podiş cu un risc sensibil mai ridicat decât regiunile de câmpie cărora li se asociază sectorul sudic).

IV.5.6. Numărul de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii

Aceşti parametri au fost analizaţi pe baza datelor de la principalele staţii meteorologice din cadrul regiunii – Adjud, Bacău, Roman, Secuieni-Roman – fără a lua în considerare valorile pe perioade scurte de observaţie de la posturile pluviometrice din cadrul regiunii, a căror metodologie de observaţie în ceea ce priveşte aceşti parametri nu prezintă, în opinia noastră, un grad suficient de încredere. Pentru zilele cu precipitaţii peste 0,1 mm am folosit perioada 1956-2005, iar pentru celelalte categorii de zile în funcţie de cantităţile de precipitaţii a fost folosită perioada 1961-2002, observaţiile de acest fel fiind excluse din observaţiile de după 2002.

Lucrările de referinţă indică o creştere a frecvenţei acestor zile în primul rând odată cu altitudinea precum şi de la sud la nord. De altfel, creşterea de la sud la nord poate fi pusă tot pe seama creşterii altitudinii şi, în subsidiar pe deschiderea mai mare a regiunii din nordul Moldovei pentru acţiunea fronturilor atmosferice aferente depresiunilor atlantice. Datele prezentate în *Atlasul Climatologic al României*, 1966 indică valori de sub 100 de zile cu precipitaţii > 0,1mm pentru extremitatea sudică a Culoarului Siretului şi mai mari de 110 zile la altitudini de peste 300m din cadrul regiunii. Aceste valori pot fi considerate sub valorile medii reale, cauza putând sta în inexactitatea observaţiilor din perioada precedentă anului 1960 când lipseau observaţiile din timpul nopţii, ceea ce a condus la omiterea acelor zile în care s-au produs precipitaţii reduse cantitativ în timpul nopţii.

În *Geografia României*, vol. I, 1983, în capitolul de climă sunt indicate valori mult mai ridicate pentru partea de est a ţării (la Iaşi sunt indicate 138,3 zile). Aceste valori care chiar dacă sunt obţinute pe baza analizei datelor din perioada 1961-1976, perioadă pe care nu o putem considera semnificativă pentru condiţiile climatice, cunoscut fiind excedentul pluviometric din perioada anilor 1969-1973 (Gâştescu *et al.*, 1979), sunt valori apropiate de datele obţinute în cele mai recente studii de specialitate (Mihăilă, 2004).

Cel mai important parametru din această categorie îl reprezintă numărul de zile cu precipitaţii ≥ 0,1 mm, ce corespunde de altfel cu numărul de zile cu precipitaţii (fig. 108). Valorile acestui parametru sunt folosite şi pentru a sublinia trăsăturile de continentalism ale unei regiuni, dat fiind numărul mai mare de zile cu precipitaţii din regiunile cu un climat oceanic faţă de regiunile cu un climat continental. În acest sens, în apropierea ţărmului atlantic al Europei se înregistrează

peste 150 de zile cu precipitaţii (Reykjavik – 213 zile) în timp ce în sud-estul Europei numărul acestora coboară spre 100 (Atena – 93 zile), date valabile pentru regiuni expuse circulaţiei atmosferice, fără condiţii locale de adăpost orografic (Schönwiese, 2003).

Şi la nivelul ţării noastre putem vorbi de o reducere a numărului de zile cu precipitaţii de la vest la est, dar această scădere se realizează în principal sub influenţa lanţului carpatic. Astfel, conform *Atlasului Climatologic al României*, lanţul carpatic determină reducerea cu 15-20 de zile a numărului de zile cu precipitaţii între staţii situate în condiţii altitudinale similare la vest şi la est de acesta, ceea ce face ca regiunea aferentă Culoarului Siretului, să deţină valori ce caracterizează regiunile de câmpie ale României.

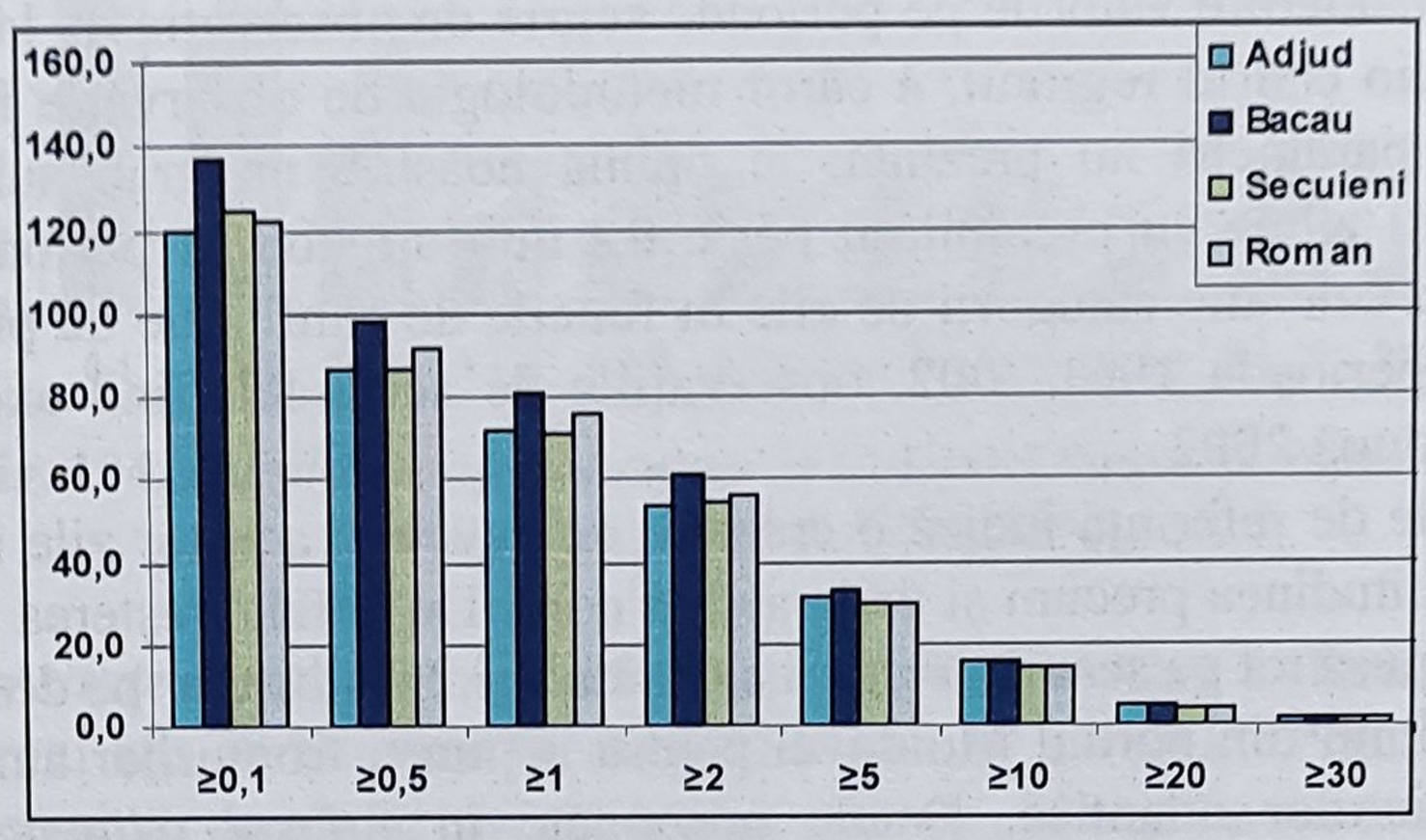


Fig. 106. *Numărul mediu anual de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii*

Datele analizate pentru intervalul 1956-2005 conduc spre valori mult mai ridicate faţă de cele din intervalul precedent anului 1955. Astfel, în Culoarul Siretului înregistrăm la nivel anual un număr mediu de zile cu precipitaţii cuprins între 120 şi 140 (fig. 106), valori sensibil mai ridicate decât cele calculate anterior pentru aceeaşi regiune. De altfel, studiile realizate pe o perioadă comparabilă (Mihăilă 2006, Bradu 2004, Apostol 2004) în regiunile limitrofe Culoarului Siretului indică valori apropiate de cele la care am ajuns în analiza de faţă, ceea ce demonstrează o subevaluare a acestui parametru pe seama valorilor rezultate din observaţiile precedente anului 1955.

De asemenea, valorile analizate la cele 4 staţii meteorologice din Culoarul Siretului nu mai scot în evidenţă creşterea graduală de la sud spre nord a numărului de *zile cu precipitaţii (≥ 0,1 mm)*, numărul maxim înregistrându-se la Bacău, în sectorul central al regiunii (137,2 zile), de unde valorile scad atât spre nord (124,6 zile la Secuieni-Roman şi 122 zile la Roman), cât şi spre sud (122 zile la Adjud). Valorile mari de la Bacău au fost remarcate şi în alte studii referitoare la numărul de zile cu precipitaţii (Stănişor, 1973), fiind o caracteristică definitorie a acestei regiuni. Această distribuţie cu caracter azonal se regăseşte şi în distribuţia

cantităţilor de precipitaţii, ceea ce înlătură eventuale probleme în ceea ce priveşte calitatea şirului de date avute la dispoziţie.

Evaluarea cauzelor acestei distribuţii azonale este foarte dificilă în lipsa unor puncte de observaţie apropiate cu şiruri lungi de date referitoare la acest parametru. În acest sens, sunt indicate pentru Cleja, localitate situată la sud-sud-vest de Bacău, doar 96,2 zile cu precipitaţii, iar la Măgura Călugăra 109,2 zile cu precipitaţii, valori calculate pentru perioada 1896-1955 (Apostol, 2004), dar care, din punctul nostru de vedere, prin lipsa de omogenitate pe care o prezintă faţă de valorile de la Bacău, nu pot fi folosite în comparaţie.

Totuşi, suntem de părere că valoarea mai ridicată a numărului de zile cu precipitaţii de la Bacău faţă de nordul şi sudul regiunii reprezintă rezultatul unor condiţii locale ce favorizează apariţia unui număr de zile cu precipitaţii reduse cantitativ atunci când în celelalte sectoare ale regiunii nu se înregistrează deloc precipitaţii. Dintre cauzele care ar conduce la un asemenea comportament menţionăm, în primul rând, caracterul depresionar al văii Siretului la nord de „Poarta de la Răcăciuni", ceea ce permite ca urmare a condiţiilor avansate de stabilitate atmosferică devoltarea formaţiunilor stratiforme cu extindere suficientă pe verticală pentru a determina precipitaţii reduse cantitativ. De altfel, numărul de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii se menţine mai ridicat la Bacău până la pragul de 5 mm, dincolo de acesta distribuţia fiind una corespunzătoare descreşterii de la sud la nord. Deschiderea faţă de valea Bistriţei ar putea deopotrivă permite unele advecţii de aer rece care să inducă o intensificare a proceselor de condensare urmate mai apoi de precipitaţii. Aceste „microadvecţii de aer rece" pot fi puse pe seama componentei descendente a sistemului de vânturi de tip munte-vale de pe valea acestui râu ce găseşte un debuşeu la confluenţa Bistriţei cu Siretul. În acelaşi timp, trebuie să ţinem cont că staţia meteorologică de la Bacău este situată în apropierea unui areal urban cu extindere apreciabilă, ce poate influenţa trăsăturile climatice generale ale regiunii. Subliniem rolul pe care îl pot avea în procesele de precipitare nucleele de condensare care provin din ansamblul regiunii intravilane, cât şi din surse de origine industrială.

În ceea ce priveşte influenţa altitudinii asupra numărului de zile cu precipitaţii estimăm că pentru regiunile cele mai înalte din cadrul regiunii, aferente Culmii Pietricica se depăşesc 150 de zile la nivel anual. Putem menţiona, din studii realizate pentru Subcarpaţii Moldovei (Apostol, 2004) între altitudini de 200 şi 600 m, la o creştere a cantităţilor medii anuale de precipitaţii cu 30% corespunde o creştere a numărului de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥0,1 mm, de doar 20%. Caracteristicile flancului subcarpatic al Culoarului Siretului impune o creştere mai accentuată a numărului de zile cu precipitaţii cu altitudinea în acest sector faţă de flancul aferent regiunii de podiş, chiar dacă expoziţia vestică ar trebui să favorizeze pe acesta din urmă.

Numărul de zile cu precipitaţii ≥ 0,5 mm este cuprins între 86,2 la Adjud şi 98,4 la Bacău prezentând acelaşi mod de distribuţie ca şi în cazul numărului

de zile cu precipitaţii. În funcţie de variaţia altitudinală verificată pentru regiunile limitrofe (Apostol, 2004) numărul de zile cu precipitaţii peste 0,5 mm depăşeşte pragul de 110 la nivelul celor mai mari altitudini din cadrul Culoarului Siretului. În cadrul Culoarului Siretului se înregistrează în jur de 15 zile cu precipitaţii ≥*10 mm*, fiind dificilă o analiză a distribuţiei spaţiale. Aceste zile cumulează cca 30% din cantitatea medie de precipitaţii, ceea ce reprezintă un indice relevant al excesivităţii pluviometrice în cadrul regiunii. În Culoarul Siretului se înregistrează de asemenea cca 5 zile cu precipitaţii peste *20 mm* şi cca 2 zile cu precipitaţii de peste *30 mm*.

În ceea ce priveşte regimul anual al zilelor cu diferite cantităţi de precipitaţii (fig. 107) se disting două tipuri:

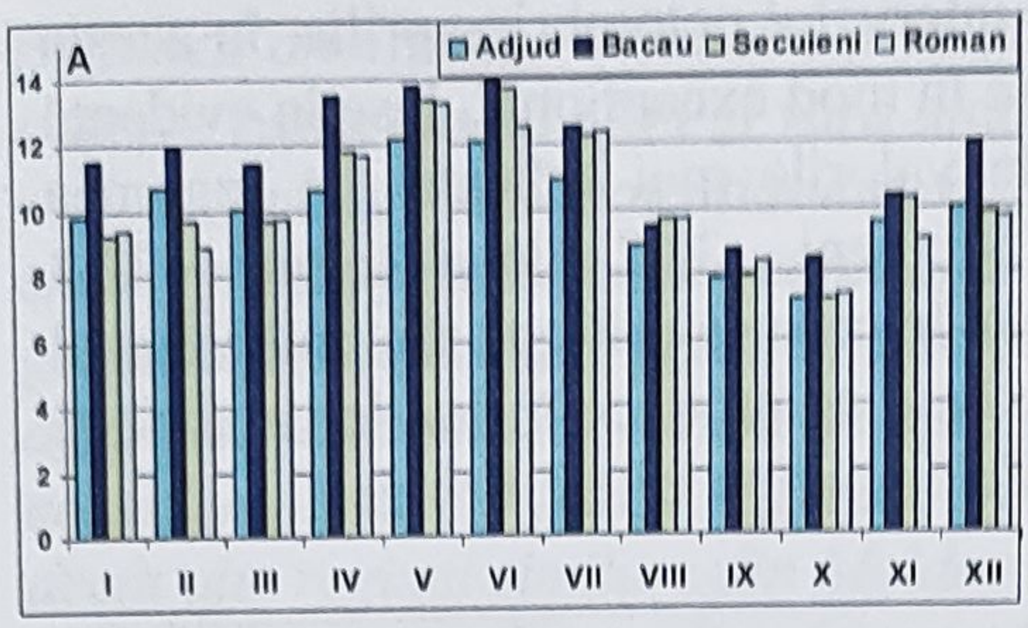
– pentru numărul de zile cu cantităţi de precipitaţii de peste 0,1mm, 0,5 mm, 1 mm şi 2 mm putem vorbi de un regim de variaţie cu un maxim anual în mai-iunie ce corespunde cu momentul realizării maximului pluviometric şi un minim în octombrie corespunzător instalării şi persistenţei la nivelul ţării noastre a regimului anticiclonic; maximul din timpul verii este pus de unii cercetători pe seama dezvoltării depresiunilor termice în regiunea continentală a continentului ce facilitează procesele de convecţie (Weischet & Endlicher, 2000);

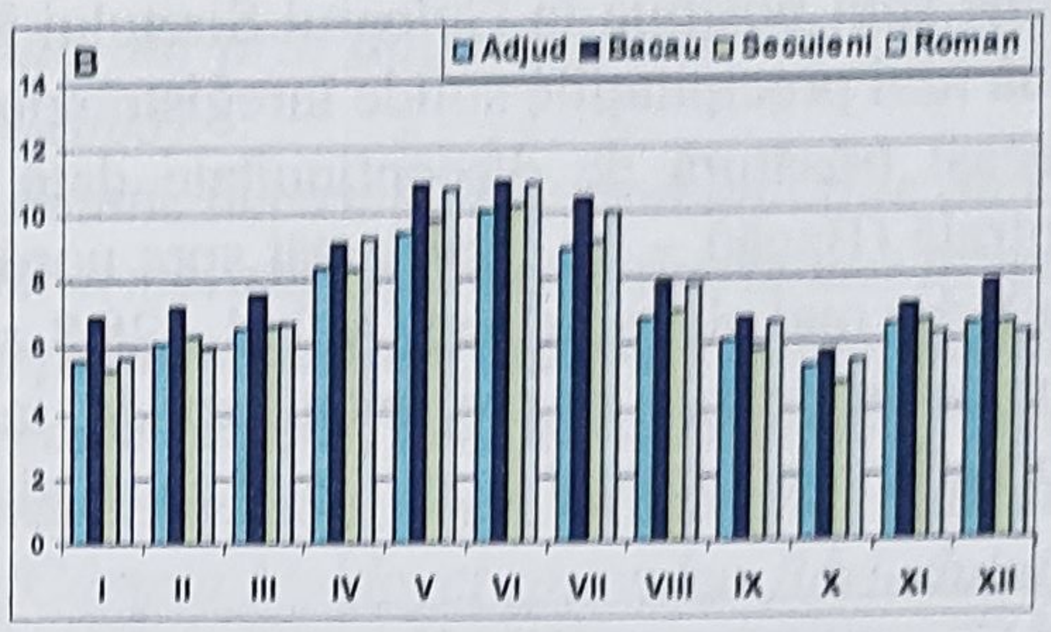
– pentru numărul de zile cu cantităţi de precipitaţii de peste 5 mm, 10 mm, 20 mm şi 30 mm iese în evidenţă un maxim în lunile iunie-iulie şi în câteva situaţii chiar august, ceea ce corespunde caracterului de torenţialitate al precipitaţiilor din acest sezon; minimul specific lunilor de iarnă este mult mai accentuat, zilele cu cantităţi mai mari de 20 mm şi 30 mm constituind o raritate pentru intervalul octombrie-martie.

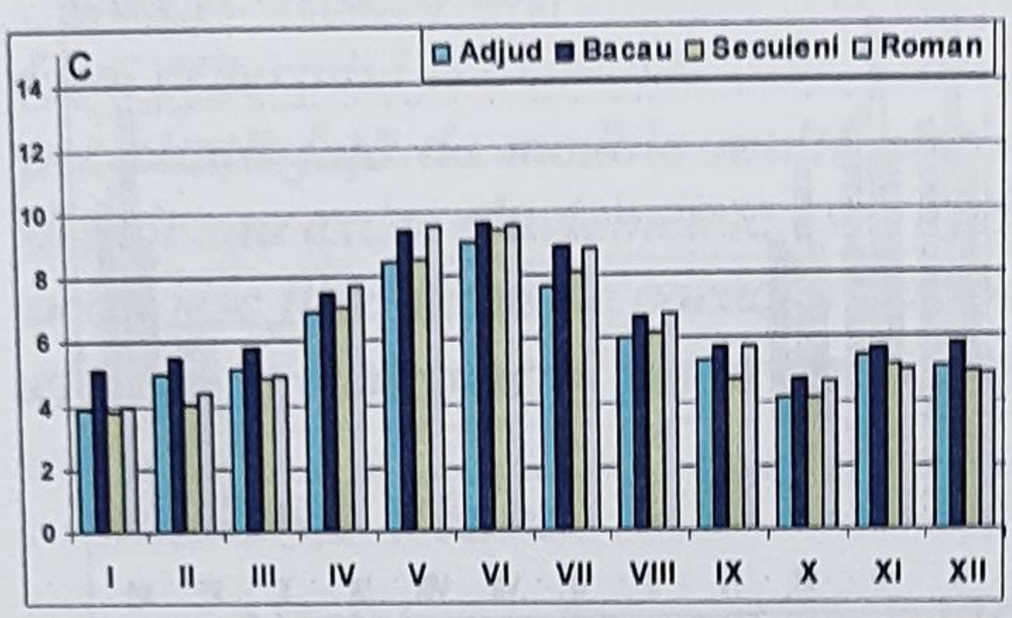
Din numărul total al zilelor cu precipitaţii în cca 60% cantitatea de precipitaţii este ≥ 1 mm, în 12% din cazuri depăşeşte 10 mm şi doar în 1,4% din cazuri se depăşeşte pragul de 30 mm.

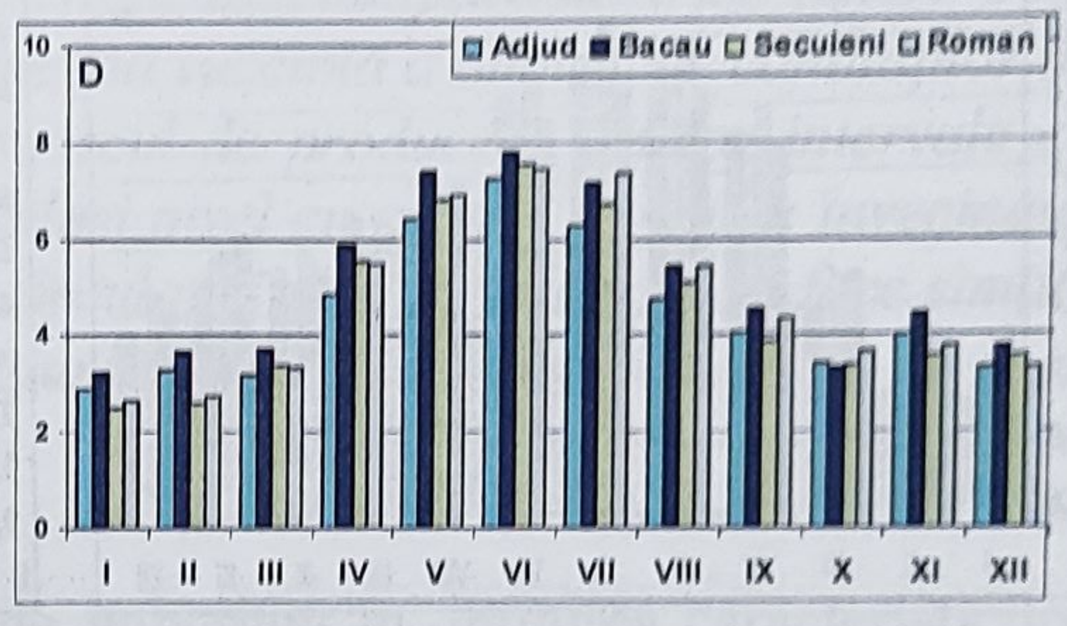
Pe lângă *numărul de zile cu diferite cantităţi de precipitaţii,* analizat mai sus, a fost analizat şi numărul de zile cu precipitaţii în funcţie de starea de agregare (fig. 108). În funcţie de acest factor în tabele meteorologice TM-1 şi TM-11, în categoria zilelor cu precipitaţii lichide sunt incluse zilele cu ploaie, aversă de ploaie, burniţă, grindină, grăunţe de gheaţă, lapoviţă şi aversă de lapoviţă, iar la numărul zilelor cu precipitaţii solide, zilele cu ninsoare, aversă de ninsoare, măzăriche moale şi zăpadă grăunţoasă.

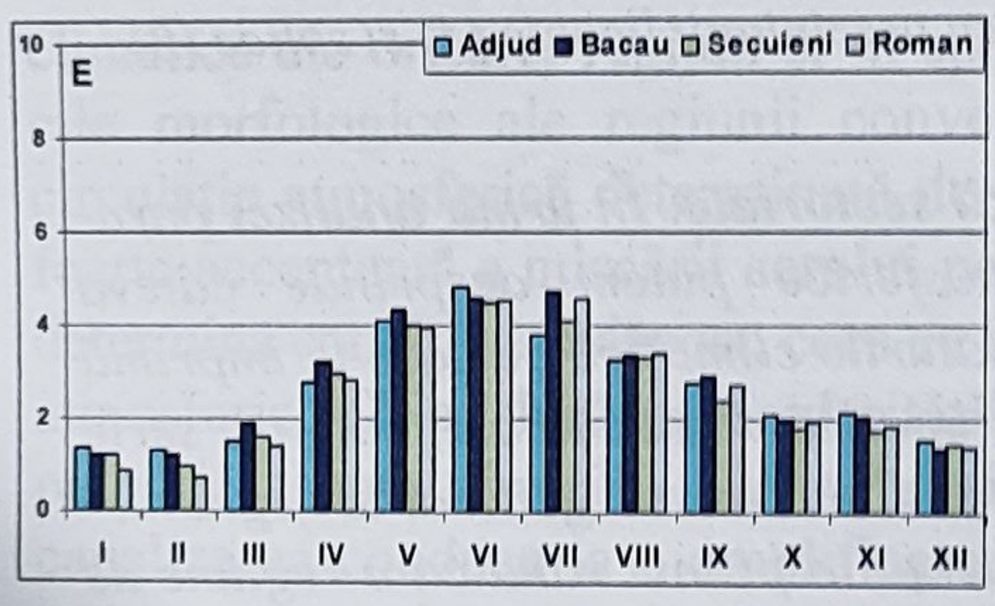
Pe baza valorilor de la principalele staţii meteorologice din cadrul regiunii nu putem indica o anumită regulă a distribuţiei spaţiale a numărului de zile cu precipitaţii lichide, deoarece acest parametru are valori mult mai ridicate în regiunea centrală (Bacău – 109,9 zile) decât în sud (Adjud – 102,8 zile), cât şi spre nord (Roman – 101,0 zile şi Secuieni – 97,9 zile). Pe lângă această caracteristică de azonalitate iese în evidenţă reducerea valorilor de la nord la sud pe fondul reducerii precipitaţiilor lichide în favoarea celor solide (fig. 108).

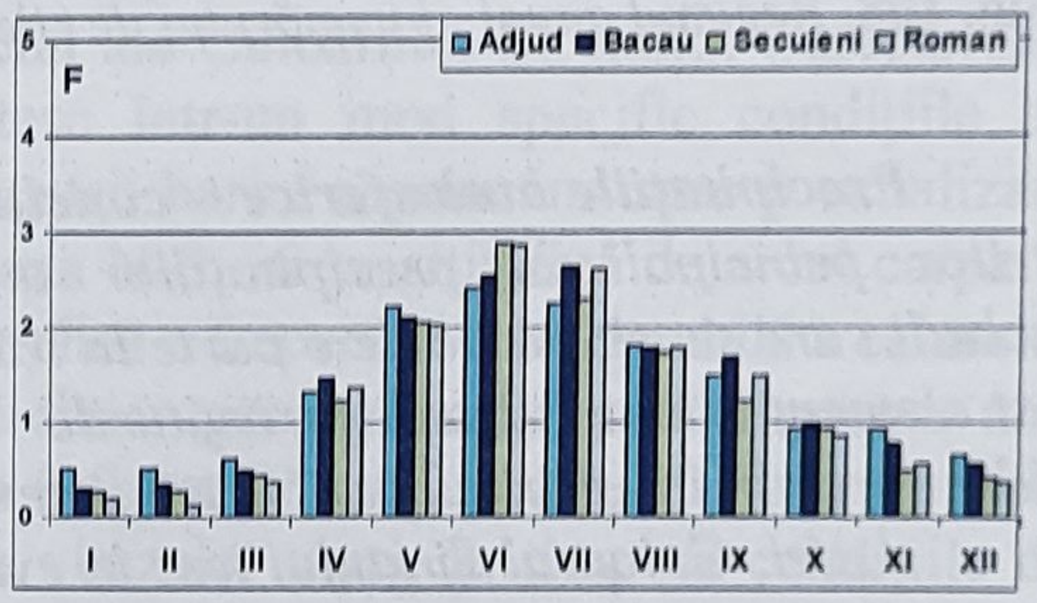


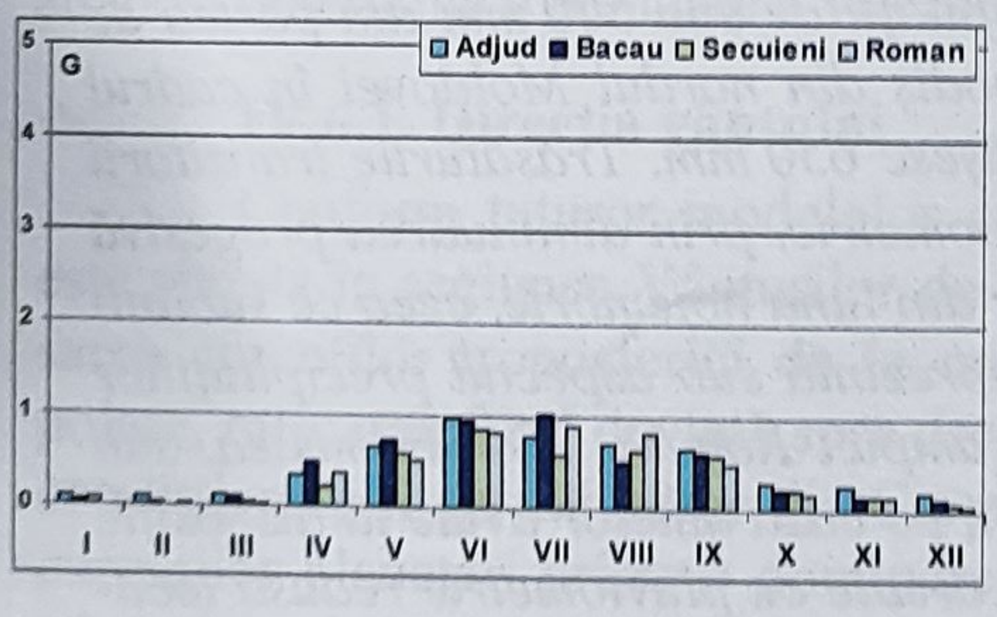












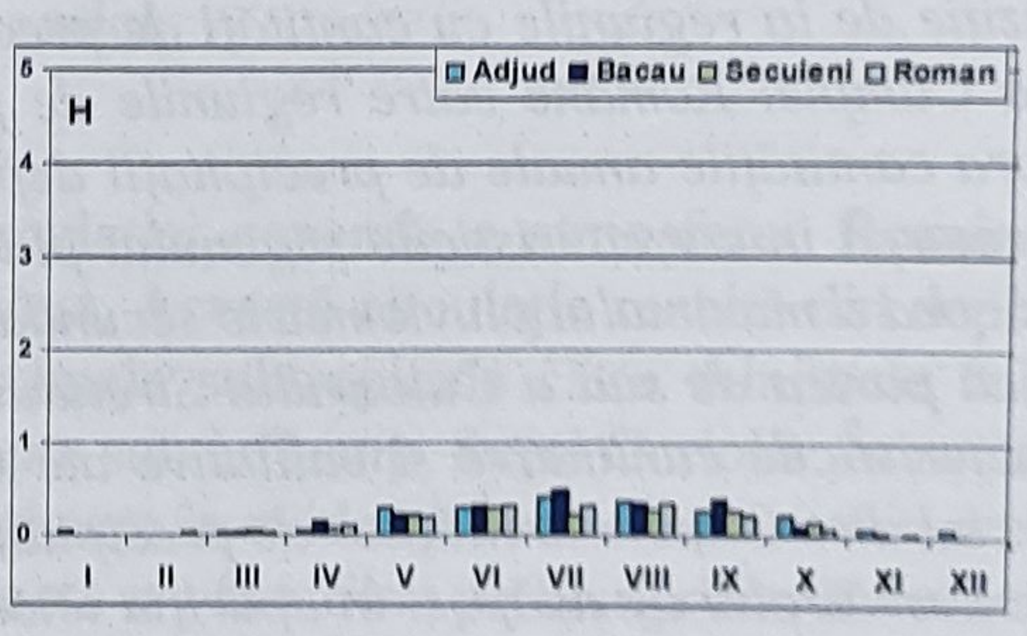


Fig. 107. *Regimul anual al zilelor cu diferite cantităţi de precipitaţii (A:> 0.1 mm, B:> 0.5 mm, C:> 1 mm, D:> 2 mm, E:> 5 mm, F:> 10 mm, G:> 20 mm, H:> 30 mm)*

Regimul anual al acestui parametru scoate în evidenţă trăsăturile generale ale regimului pluviometric, reieşind în evidenţă valorile maxime din lunile mai-iunie corespunzătoare maximului pluviometric principal dar şi maximul secundar de precipitaţii din luna noiembrie, ca expresie a faptului că regimul pluviometric

este modelat preponderent de cantităţile de precipitaţii în stare lichidă.Precipitaţiile solide sunt posibile în Culoarul Siretului în intervalul octombrie-aprilie, în aceste două luni precipitaţiile solide înregistrându-se în mod excepţional. Iese în evidenţă aceeaşi trăsătură de discontinuitate dată de valorile mai ridicate din regiunea centrală (Bacău – 39,3 zile) atât spre nord (Secuieni – 32,2 zile şi Roman – 32,3 zile), dar mai ales spre sud (Adjud – 28,8 zile). În ceea ce priveşte regimul anual al numărului de zile cu precipitaţii solide, maximul se produce în lunile ianuarie şi februarie concomitent cu minimul anual al zilelor cu precipitaţii lichide.

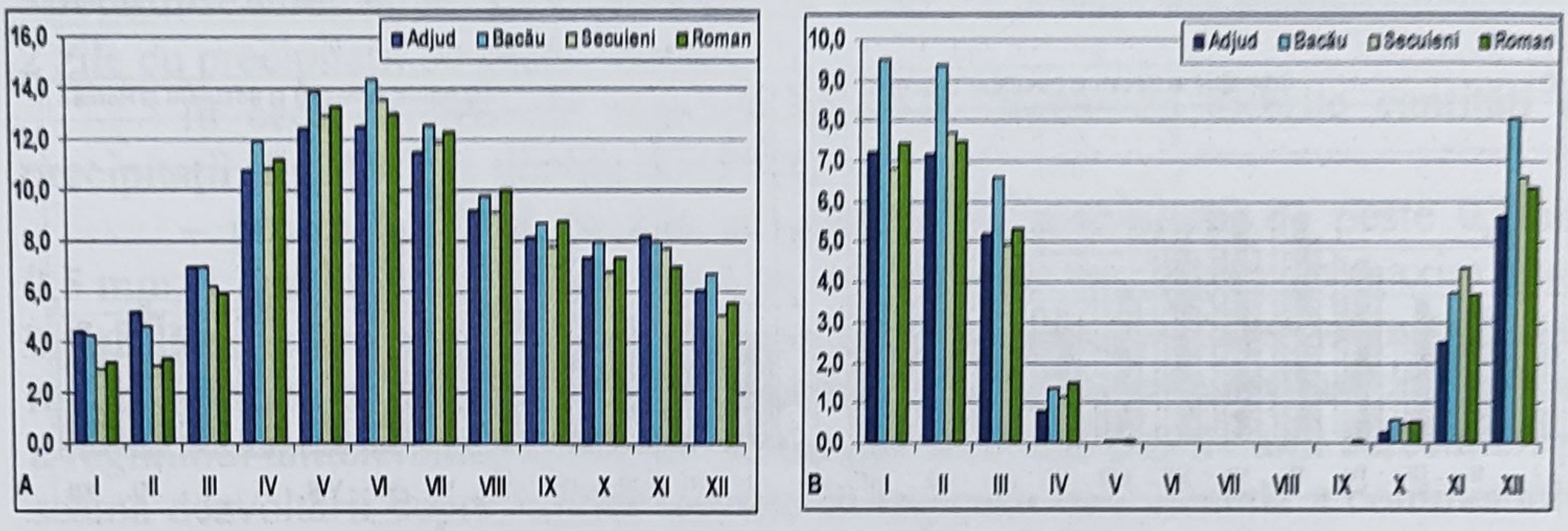


Fig. 108. *Regimul anual al numărului de zile cu precipitaţii lichide (A) şi solide (B)*

***Precipitaţiile atmosferice – concluzii sectoriale**. În urma analizei parametrilor principali ai precipitaţiilor atmosferice putem desprinde câteva concluzii care se referă pe de o parte la trăsăturile climatice pe care le imprimă acest element climatic asupra trăsăturilor climatice de ansamblu, cât şi o serie de idei care vin în sprijinul conturării potenţialului climatic general al regiunii.*

Astfel, Culoarul Siretului iese în evidenţă în primul rând ca o regiune de tranziţie de la regiunile cu cantităţi de precipitaţii de sub 500 mm din partea de est a Câmpiei Române către regiunile de podiş din nordul Moldovei în cadrul cărora cantităţile anuale de precipitaţii depăşesc 650 mm. Trăsăturile tranzitorii se remarcă în caracteristicile regimului pluviometric, prin diminuarea progesivă spre nord a maximului pluviometric secundar din luna noiembrie, ceea ce subliniază că partea de sud a Culoarului Siretului prezintă sub aspectul precipitaţiilor caracteristicile cantitative şi calitative ale Câmpiei Române. De asemenea, sub aspectul distribuţiei cantităţilor de precipitaţii, pe baza datelor avute la dispoziţie se remarcă rolul de adăpost în apariţia unor areale cu pluviometrie redusă localizate pe valea Siretului sau pe văile cu caracter depresionar ale unor afluenţi ai Siretului, acestea fiind principala cauză a nuanţei de continentalism pluviometric pe care o prezintă regiunea.

Ies în evidenţă şi cantităţile de precipitaţii ridicate în 24 de ore ce se produc în întreaga regiune, nu numai în arealul sudic aşa cum era indicat până în prezent în lucrările de specialitate (Atlas România 1972-1979). De altfel,

regiunea analizată s-a remarcat în ultimii ani prin două episoade de inundaţii istorice (vara anului 1991 şi vara anului 2005).

Sub aspectul potenţialului agroclimatic determinat de precipitaţiile atmosferice putem preciza că pin cantitatea din semestrul cald, ce se suprapune în linii generale sezonului de vegetaţie, sunt îndeplinite condiţiile dezvoltării unor culturi agricole cu un necesar ridicat de apă, precum cartoful sau sfecla de zahăr. Putem considera în acest fel că regiunea primeşte cantităţi medii anuale mai ridicate decât alte regiuni similare din Moldova (Câmpia Moldovei sau valea Bârladului). Cu toate acestea din analiza frecvenţei calificativelor pluviometrice lunare conform criteriului Helmmann, dar şi din analiza succintă a abaterilor cantităţilor de pecipitaţii faţă de mediile multianuale, riscul de producere a unor intervale cu deficit sau exces pluviometric este la acelaşi nivel cu cel din regiunile învecinate, acest risc fiind indus de caracteristicile circulaţiei atmosferice care îşi face simţite efectele în mod generalizat la nivelul regiunii sinoptice a României.

IV.6. Vântul

Vântul ocupă un rol deosebit de important în definirea caracteristicilor climatice ale oricărei regiuni şi în special ale Culoarului Siretului. Caracteristicile morfologice ale regiunii convertesc într-un mod specific condiţiile de circulaţie atmosferică determinată de centrii barici conducând spre o canalizare foarte accentuată a mişcării aerului pe axa N-S, iar poziţia faţă de arcul carpatic determină condiţii de adăpost, ceea ce implică o frecvenţă considerabilă a calmului atmosferic. Chiar dacă particularităţile fizico-geografice îşi pun amprenta mai puternic asupra direcţiei, nu mai puţin influenţată este şi viteza. Pe ansamblu, canalizarea conduce la o amplificare a vitezelor mari, în timp ce condiţiile de adăpost determină o atenuare a vitezelor mici.

IV.6.1. Direcţia vântului

Conform tuturor modelelor circulaţiei generale a atmosferei, România este situată în regiunea Vânturilor de Vest. Această circulaţie rezultă din deplasarea curenţilor troposferici de la maximele subtropicale către minimele subpolare, mişcarea fiind deviată spre dreapta sub influenţa forţei Coriolis. În aceste condiţii, staţiile de altitudine din Carpaţi scot în evidenţă aceste caracteristici ale curenţilor planetari printr-o dominare netă a vânturilor pe componentă vestică, vânturi ce deţin o frecvenţă de peste 50% din valorile anuale (Vf. Omu: 59,4%, Ceahlău-Toaca: 61%, Vlădeasa: 60,3% sau Lăcăuţi: 57,9% – *Clima României*, 2008). La aceste altitudini forţa de frecare nu se face resimţită foarte intens, astfel încât vântul capătă caracteristici geostrofice, în timp ce în regiunile de deal şi de podiş, la sub 2000 m, rugozitatea suprafaţei terestre determină modificări ale direcţiei vântului faţă de direcţia dominantă la altitudine. Astfel, dacă situaţia barică determină o circulaţie de la vest la est în altitudine, la contactul cu suprafaţa terestră această mişcare se transformă, sub influenţa forţei de frecare,

în deplasare de la VSV către ENE, ceea ce este demonstrat de rozele vântului din regiunile de câmpie ale Europei de Vest (Schönwiese, 2003).

În troposfera inferioară, la altitudini de sub 2000 m, direcţia vântului este rezultatul principal al influenţelor morfologice ale Carpaţilor care determină condiţii de *expunere, adăpost*, *canalizare* a circulaţiei pe culoarele orografice sau de *torsionare* a mişcării prin contingenţa mişcării maselor de aer cu lanţul montan. Culoarul Siretului receptează în mod direct aceste influenţe şi le imprimă trăsături ce contribuie fundamental la individualizarea unor trăsături climatice de bază.

Dispunerea paralelă cu Carpaţii Orientali determină pentru Culoarul Siretului condiţii accentuate de *adăpost* faţă de circulaţiile vestice, masele de aer transportate pe această cale fiind puternic foehnizate atât la descendenţa pe versanţii carpatici (N. Ion-Bordei, 1988), cât şi pe flancul estic al Culmii Pietricica Bacăului şi, într-o măsură mai redusă, pe culmile piemontane dintre Bistriţa şi Moldova. Aşa după cum vom remarca în continuare, în cazul în care masele de aer ajunse la vest de Carpaţi nu sunt foarte umede, determinând totuşi precipitaţii în Transilvania, traversarea Carpaţilor Orientali conduce la scăderea apreciabilă a umezelii acestora la nivelul Moldovei şi inclusiv în Culoarul Siretului, astfel încât nebulozitatea se menţine redusă, iar precipitaţiile lipsesc în aceste regiuni. Mai mult de atât, în condiţii de circulaţie vestică, chiar în lipsa precipitaţiilor în Transilvania, valorile de umezeală relativă se reduc foarte mult la trecerea peste Carpaţii Orientali, în condiţii de foehn hidraulic (Sfîcă *et al.*, 2014) determinând zile mult mai uscate şi mai însorite în regiunea studiată şi, în ansamblu, în Moldova. Carpaţii Orientali joacă acelaşi rol de barare pentru masele de aer de origine continentală care, prin extinderea redusă pe verticală pe care o au, nu pot traversa această barieră rămânând cantonate la est de Carpaţi şi induc o *expunere* mai intensă a Culoarului Siretului la condiţiile termo-higrice specifice acestora (Apostol & Sfîcă, 2011).

Orientarea arcului carpatic în cadrul continentului deţine un rol important în devierea curenţilor circulaţiei atmosferice prin mecanismul specific de *torsionare* specific efectului Coandă. Astfel, circulaţiile vestice din Câmpia Germano-Polonă se transformă, sub efectul de torsionare indus de curbura Carpaţilor Păduroşi, în circulaţii de nord-vest, iar în Culoarul Siretului în circulaţii nordice. În mai mică măsură, credem că şi unele circulaţii vest-est la sud de Carpaţii Meridionali sunt torsionate la curbura carpatică spre nord, devenind circulaţii sudice la est de Carpaţi. În aceste condiţii, ţinând cont de poziţia Culoarului Siretului faţă de obstacolul constituit de arcul carpatic, direcţiile dominante ale vântului, chiar şi în lipsa canalizării, ar fi cele dinspre nord şi dinspre sud. Poziţia Culoarului Siretului la est de Carpaţii Orientali, orientarea sa nord-sud şi morfologia văii Siretului contribuie la *canalizarea* accentuată a mişcării aerului. Un rol important îl deţine canalizarea şi în regiunile de confluenţă a Siretului cu afluenţii carpatici Trotuş, Bistriţa şi Moldova, ceea ce contribuie la creşterea semnificativă a frecvenţei vântului din direcţia nord-vest.

Pentru o analiză detaliată a modului în care se realizează această canalizare în funcţie de caracteristicile topografice ale regiunii studiate, au fost prelucrate datele provenite din observaţiile asupra vântului în altitudine realizate cu ajutorul baloanelor-sondă în perioada 1957-1965 la Bacău. Dincolo de deficienţele metodologice date de faptul că nu toate baloanele-sondă urcă sau pot fi urmărite până la aceeaşi altitudine, de unde rezultă un număr mai mic de observaţii la altituni mari, rezultatele obţinute sunt suficiente pentru extragerea unor concluzii:

a. În primul rând, constatăm o reducere extrem de rapidă a frecvenţei calmului atmosferic în altitudine în primele zeci de metri de la suprafaţa terestră. Dacă la nivelul giruetei calmul atmosferic deţine 36,2%, la numai 100 m înălţime calmul atmosferic se reduce la doar 0,9% pentru a coborî la sub 0,5% la altitudini mai mari de 300-400 m (fig. 109). Sunt scoase în evidenţă în acest fel condiţiile accentuate de adăpost din imediata apropiere a suprafeţei terestre (Apostol & Sfică, 2011).

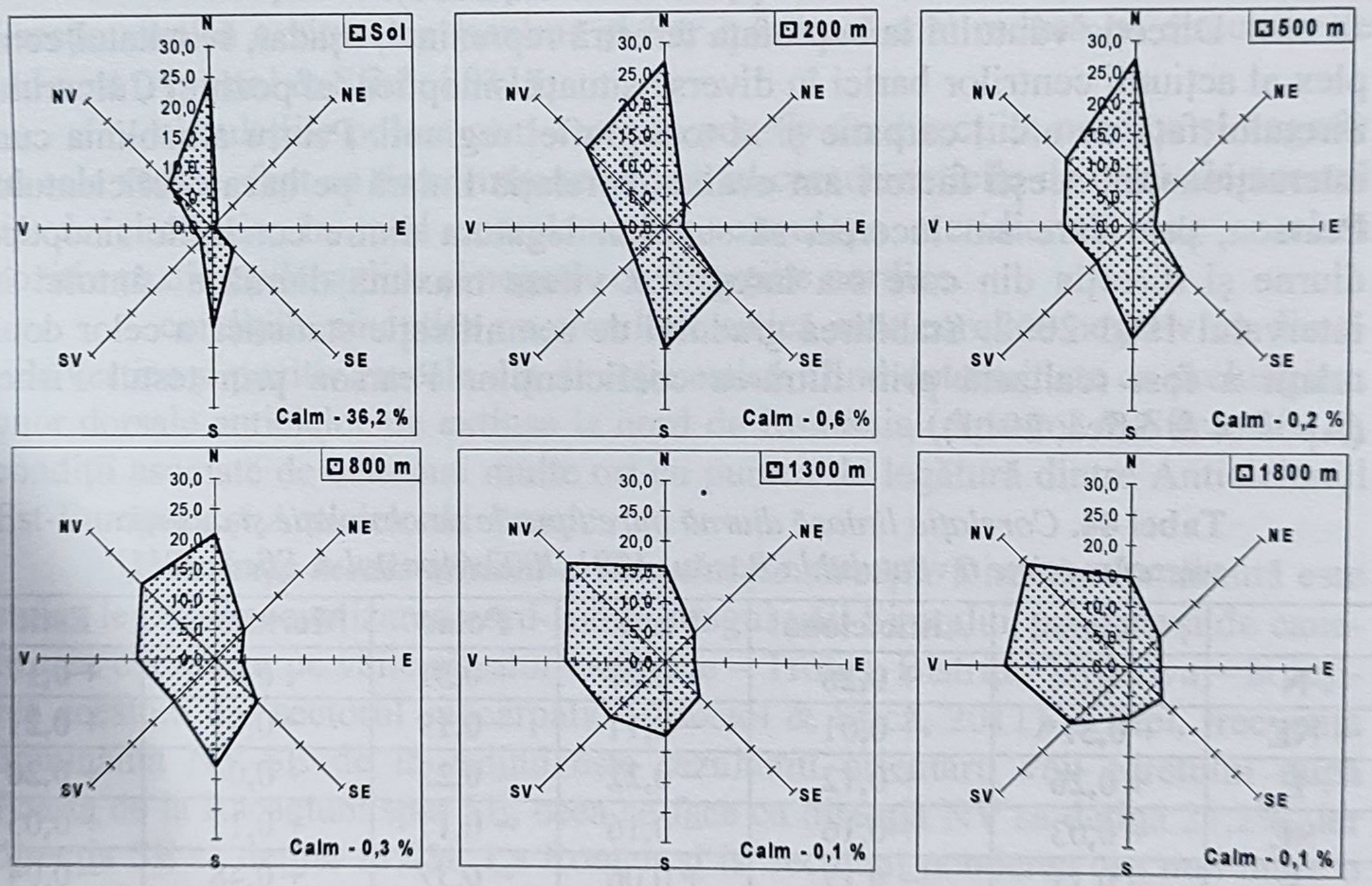


Fig. 109. *Frecvenţa medie anuală a vântului pe direcţii în altitudine la Bacău pe baza observaţiilor cu balonul sondă: 1957-1965 (Apostol & Sfică, 2011)*

b. Alungirea rozelor de frecvenţă a vântului pe direcţia N-S ca efect direct al canalizării este mai accentuată la 200-500 m altitudine, acolo unde frecvenţa calmului atmosferic se reduce brusc în beneficiul direcţiilor aferente canalizării aerului. Astfel, direcţia nord deţine la aceste altitudini frecvenţe de 27%, în timp ce la sol frecvenţa acestei direcţii era de 24%. În mod similar,

B.C.U. "M. EMINESCU" IAŞI

frecvenţa vântului din direcţie S creşte de la cca 16% la sol la cca 20% între 200-500 m altitudine(Apostol & Sfîcă, 2011).

c. Dincolo de nivelul celor mai mari înălţimi din cadrul regiunii, la 800 m deasupra nivelului staţiei, direcţiile predominante rămân cele specifice canalizării, dar cauza nu mai este dată de morfologia regiunii ci de prezenţa lanţului carpatic la vestul regiunii. Viteza vântului pe verticală creşte până la aceeaşi altitudine după care se uniformizează (Cristodor *et al.*, 1968).

d. La altitudini mai mari de 1000 m efectele canalizării dispar, direcţiile predominante fiind la 1300 m cele de NV cu 22,8% şi V cu 16,6%, fapt specific întregii părţi de NE a ţării (Erhan, 1968), în timp ce la 1800 m direcţia V deţine 20,3% iar NV urcă la 23,5%. Chiar dacă la aceste altitudini influenţa directă dată de topografia locală a Culoarului Siretului nu se mai face resimţită, ponderea ridicată a direcţiei NV de la Bacău poate reprezenta rezultatul unei receptări la distanţă a canalizării circulaţiilor de vest şi chiar de nord în lungul văii Bistriţei în cadrul sectorului său montan (Apostol & Sfîcă, 2011).

Direcţia vântului la suprafaţa terestră reprezintă, aşadar, rezultatul complex al acţiunii centrilor barici în diverse situaţii sinoptice, al poziţiei Culoarului Siretului faţă de arcul carpatic şi al topografiei regiunii. Pentru a sublinia cum interacţionează aceşti factori am evaluat corelaţia liniară pe baza coeficientului Pearson, prin care am încercat să stabilim legătura dintre condiţiile sinoptice diurne şi direcţia din care s-a înregistrat viteza maximă diurnă a vântului în intervalul 1991-2002. Stabilirea gradului de semnificaţie statistică a celor două relaţii a fost realizată prin filtrarea coeficienţilor Pearson prin testul Fisher (Apostol & Sfîcă, 2011).

Tabel 44. *Corelaţia liniară diurnă între tipurile de circulaţie şi direcţia vitezei maxime a vântului la Bacău: 1991-2002 (Apostol & Sfîcă, 2011)*

	Ciclonal	Anticiclonal	Vestic	Polar	Meridional	Estic
N	− 0,04	**+ 0,26**	**− 0,21**	**+ 0,31**	***− 0,34***	**+ 0,17**
NE	**+ 0,31***	+ 0,01	− 0,11	**− 0,19**	− 0,01	**+ 0,21**
E	**+ 0,26**	+ 0,12	**− 0,22**	**− 0,22**	+ 0,04	**+ 0,20**
SE	+ 0,03	+ 0,16	− 0,16	**− 0,17**	+ 0,13	+ 0,05
S	− 0,11	**− 0,17**	+ 0,06	***− 0,37***	**+ 0,48**	− 0,04
SV	− 0,08	+ 0,02	+ 0,14	+ 0,02	− 0,10	− 0,11
V	+ 0,08	**− 0,23**	**+ 0,40**	+ 0,08	− 0,06	***− 0,31***
NV	**+ 0,21**	+ 0,01	− 0,03	**+ 0,19**	− 0,15	− 0,02
C	***− 0,26****	+ 0,02	+ 0,09	**+ 0,18**	**− 0,21**	− 0,03

* **bold** – corelaţie liniară pozitivă semnificativă statistic
** ***italic*** – corelaţie liniară negativă semnificativă statistic

În acest sens, din rezultatele obţinute (tab. 44) pot fi desprinse câteva concluzii:

– condiţiile ciclonale sunt corelate pozitiv cu vitezele maxime din E şi NE, fapt ce se explică prin originea predominant mediteraneană a depresiunilor care traversează cu centrul lor teritoriul României. În astfel de condiţii, dacă centrul acestor depresiuni este localizat în Peninsula Balcanică, vântul suflă în regiunea Culoarului Siretului din E şi NE. De asemenea, aceste condiţii ciclonale sunt corelate negativ cu situaţiile de calm atmosferic (Apostol & Sfîcă, 2011), situaţie explicabilă prin dinamica atmosferică pronunţată a acestor situaţii;

– condiţiile anticiclonale sunt corelate pozitiv cu circulaţiile nordice, ceea ce indică originea atlantică a nucleelor de presiune ridicată care se extind spre estul Europei (Apostol & Sfîcă, 2011). Extinderea dorsalelor anticiclonale azorice spre estul continentului este asociată cu advecţii dinspre NV şi N în regiunea României;

– circulaţiile vestice sunt corelate pozitiv, aşa cum este şi normal, cu direcţia vestică a vitezelor maxime şi într-o măsură mai redusă cu direcţiile de sud-vest (Apostol & Sfîcă, 2011).

– circulaţiile polare sunt corelate pozitiv cu direcţiile nordice şi negativ cu cele sudice, fapt ce demonstrează de altfel caracteristicile de bază ale acestui tip de circulaţie; în mod complementar, circulaţia meridională este corelată pozitiv cu direcţiile sudice şi negativ cu direcţiile nordice.

– condiţiile sinoptice cu circulaţie estică sunt corelate negativ cu direcţiile vestice şi pozitiv cu cele din direcţie estică, fiind determinate de prelungirea unor dorsale anticiclonale extinse la nord de România (Apostol & Sfîcă, 2011), condiţii asociate de cele mai multe ori cu puntea de legătură dintre Anticiclonul Est-European şi Anticiclonul Azoric.

Frecvenţa medie anuală a vântului pe direcţii. Direcţia dominantă este strâns legată de canalizarea nord-sud în lungul văii Siretului, precum şi de canalizarea curenţilor pe văile râurilor carpatice – Trotuş, Bistriţa, Moldova – la ieşirea acestora din sectorul subcarpatic (Apostol & Sfîcă, 2011). Astfel, frecvenţa dominantă NV-SE de la Adjud este rezultatul orientării văii Siretului după Poarta de la Răcăciuni spre SE, ceea ce face ca direcţia NV să deţină 27,2%, iar direcţia SE să deţină 13,0%. La Roman şi la Secuieni ponderea cea mai mare o deţin direcţiile N şi NV cu valori apropiate (14-15%) urmate de S cu 13,2%, respectiv 9,5%. Amplasarea periferică a celor două staţii meteorologice faţă de ieşirea văii Moldovei din sectorul piemontan, pe terasele Siretului, conduce la echilibrarea frecvenţelor din N şi NV. În regiunea centrală, la Bacău, frecvenţa vântului pe direcţii este un rezultat direct al celor două axe de canalizare, pe de o parte cea N-S (16,3% pentru direcţia N, respectiv 16,0% pentru direcţia S) în lungul văii Siretului, pe de altă parte cea NV-SE (12,2% pentru direcţia NV, respectiv 7,4% pentru direcţia SE) în lungul văii Bistriţei (fig. 110).

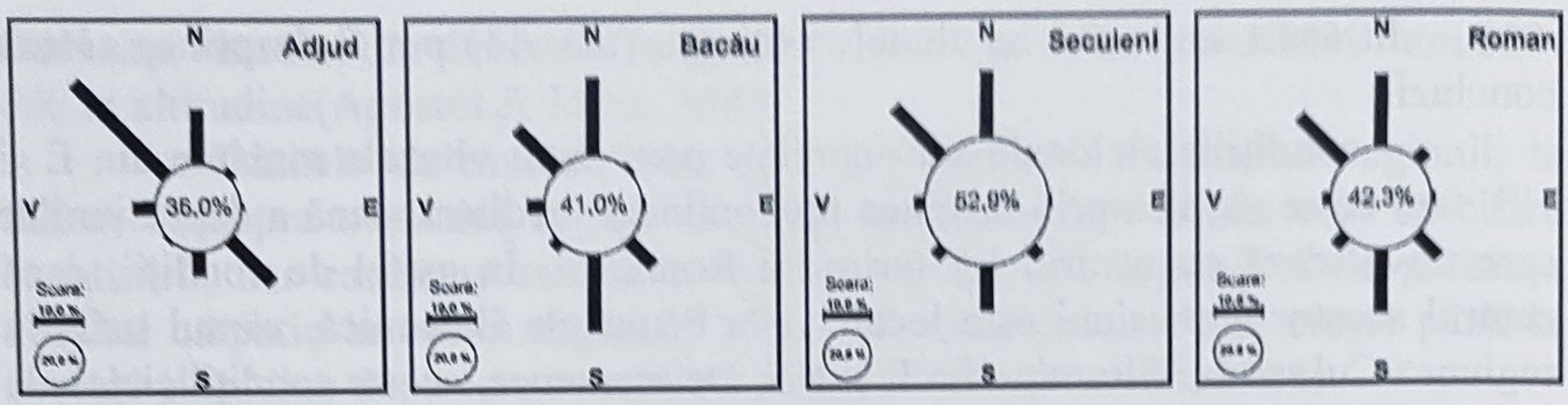


Fig. 110. *Frecvenţa medie anuală a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului: 1961-2002 (Apostol & Sfică, 2011)*

Valorile frecvenţei medii anuale a calmului atmosferic la staţiile meteorologice din Culoarul Siretului (36,0% la Adjud şi 52,9% la Secuieni) sunt specifice regiunilor depresionare şi de culoar de vale din regiunea extracarpatică. Valorile ridicate de la Secuieni sunt determinate pe de o parte de perioada mai scurtă de observaţie, iar pe de altă parte de condiţiile de adăpost de la Roman deţine o pondere de 42,3%, ceea ce subliniază condiţiile de adăpost mai pronunţate de la Secuieni. De altfel, frecvenţa calmului atmosferic scade de la N la S în conformitate cu propagarea şi amplificare circulaţiilor nordice în cadrul Culoarului Siretului. Valorile reduse de la Adjud pot fi explicate prin amplasarea acestei staţii la 25 km de Poarta de la Răcăciuni, sector ce determină o apropierea a liniilor de curent pe circulaţiile nordice şi implicit o dinamică mai intensă la sud de acest sector.

Frecvenţa medie anotimpuală se apropie iarna foarte mult de media anuală. Se remarcă în primul rând o canalizare mai puternică pe direcţia N-S, frecvenţa fiind mai ridicată pe direcţia N cu 1-2%, iar pe direcţia S cu 2-5%. Acesta este un rezultat al incidenţei ridicate a circulaţiilor polare, meridionale şi estice care determină o intensificare a frecvenţei vântului dinspre N şi S (fig. 111).

Valorile apropiate de media anuală a calmului atmosferic (valori de la 36,2% la Bacău la 54,3% la Secuieni) şi reducerea până la anulare a vântului din direcţie E şi NE constituie alte particularităţi ale anotimpului de iarnă, particularităţi ce sunt legate de stabilitatea atmosferică accentuată şi de faptul că circulaţiile continentale sunt convertite cel mai frecvent în direcţii nordice ale vântului şi mai puţin nord-estice. Incidenţa mai redusă a circulaţiilor vestice se resimte în special printr-o reducere a frecvenţei vântului din direcţie NV de 2 până la 5%.

În anotimpul de *primăvară* se remarcă în primul rând reducerea cu aproximativ 5% a valorilor calmului atmosferic la toate punctele de observaţie (fig. 112), acest anotimp fiind cea mai dinamică perioadă de pe tot parcursul anului, pe fondul reducerii regimului anticiclonal la sfârşitul iernii şi a incidenţei ridicate a depresiunilor de origine mediteraneană în aceeaşi perioadă, în timp ce spre sfârşitul acestui anotimp creşte influenţa depresiunilor de origine atlantică. Principala cauză a acestor schimbări o constituie mărirea gradientului baric în zona temperată în această perioadă din an, pe fondul tranziţiei de la un regim

baric anticiclonal de origine continentală la un regim ciclonal de origine atlantică. Valorile minime lunare ale calmului atmosferic – ce oscilează în jurul a 30% – se înregistrează în toată regiune în aprilie-mai. Aceşti factori cumulaţi determină ca primăvara să constituie anotimpul cu cea mai redusă frecvenţă a calmului atmosferic (29,7% la Adjud, 48,4% la Secuieni).

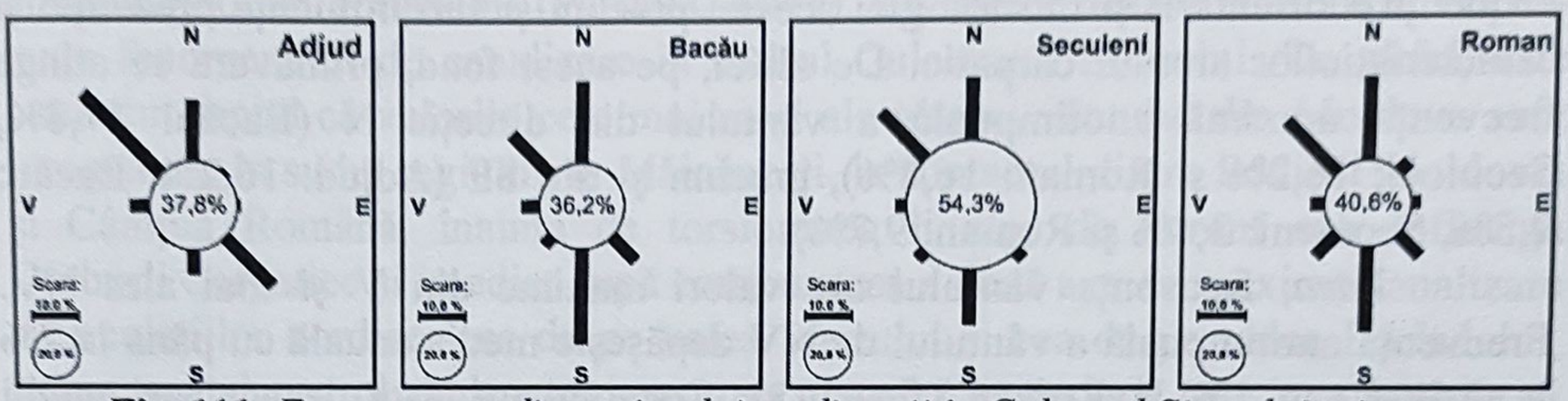


Fig. 111. *Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – iarna (1961-2002)*

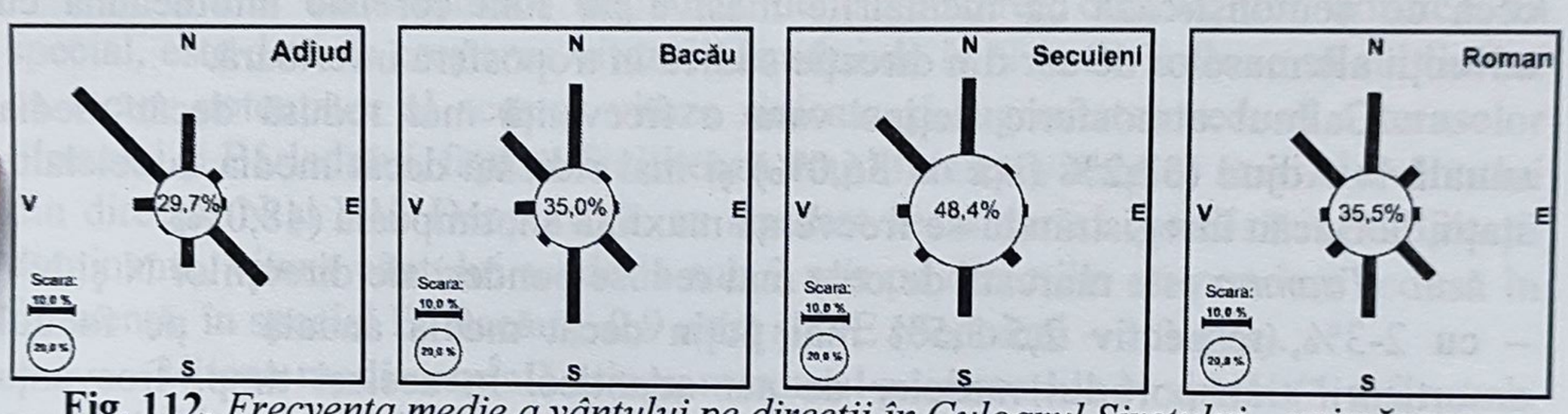


Fig. 112. *Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – primăvara (1961-2002)*

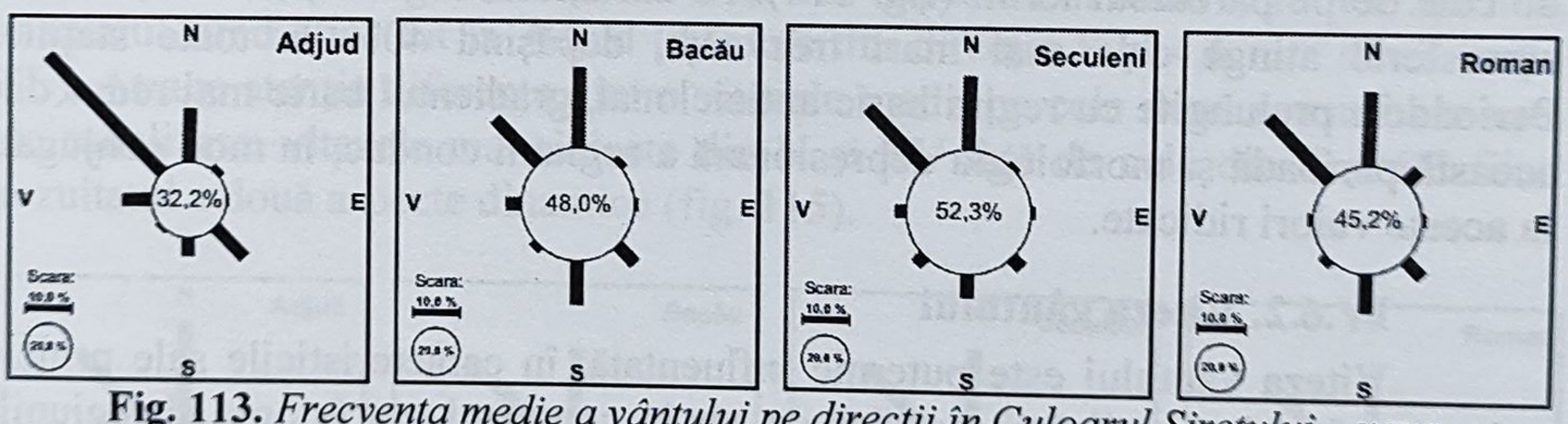


Fig. 113. *Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – vara (1961-2002)*

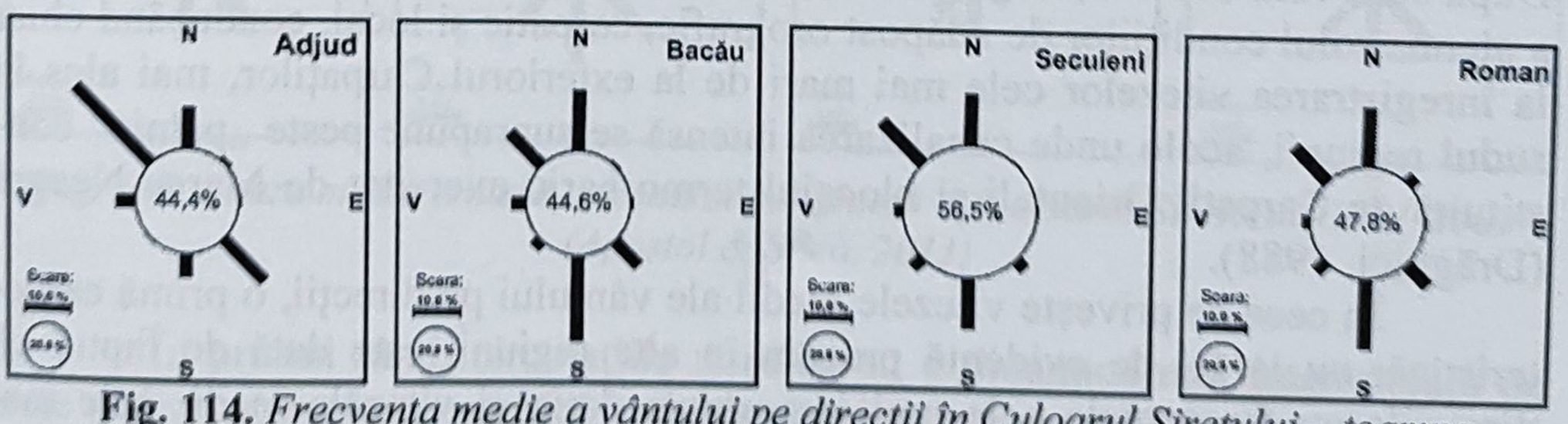


Fig. 114. *Frecvenţa medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – toamna (1961-2002)*

De asemenea, o pondere mai ridicată în acest anotimp o deţin direcţiile N şi NV (cu 1,5-2,5% mai mult faţă de media multianuală), precum şi cele din S şi SE (cu 1,5-2,5% mai mult faţă de media multianuală). Această creştere provine din transformarea circulaţiilor atmosferice zonale de la nivelul continentului în circulaţii meridianale la nivelul Culoarului Siretului, sub directa influenţă a orientării şi morfologiei acestei precum şi sub influenţa prezenţei şi caracteristicilor arcului carpatic. De altfel, pe acest fond, primăvara se atinge frecvenţa maximă anotimpuală a vântului din direcţie N (Bacău: 17,8%, Secuieni: 16,2% şi Roman: 16,8%), precum şi din SE (Adjud: 16,2%, Bacău: 9,5%, Secuieni: 3,4% şi Roman: 9,7%).

Vara, frecvenţa vântului are valori maxime din V şi mai ales NV. Frecvenţa anotimpuală a vântului de NV depăşeşte media anuală cu până la 7% la Adjud sau 5% la Roman (fig. 113). Concomitent, faţă de aceleaşi medii anuale, se produce o reducere a frecvenţei vântului din direcţii sudice cu 3-5%, ceea ce demonstrează că încălzirile masive nu sunt corelate întotdeauna cu advecţii ale maselor de aer din direcţie sudică în troposfera inferioară.

Calmul atmosferic deţine vara o frecvenţă mai redusă decât media anuală la Adjud (32,2% faţă de 36,0%) şi mai ridicată decât media la celelalte staţii, la Bacău înregistrându-se frecvenţa maximă anotimpuală (48,0%).

Toamna este marcată de cele mai reduse ponderi ale direcţiilor N şi NV – cu 2-3%, respectiv 2,5-3,5% mai puţin decât media anuală – pe fondul amortizării transportului maselor de aer atlantice. În acelaşi timp, frecvenţa vântului din direcţie S este mai mare decât media anuală, valorile apropiindu-se de cele de pe parcursul iernii (fig. 114). Pe ansamblul regiunii, toamna, calmul atmosferic atinge cele mai mari frecvenţe, depăşind 40% la toate staţiile. Perioadele prelungite cu regim baric anticiclonal, gradientul baric mai redus din această perioadă şi morfologia depresionară a regiunii conduc, în mod conjugat, la aceste valori ridicate.

IV.6.2. Viteza vântului

Viteza vântului este puternic influenţată, în caracteristicile sale principale, de efectele canalizării maselor de aer în contextul morfologic al regiunii. După cum vom observa, canalizarea pe direcţiile generale N-S are capacitatea de a atenua rolul condiţiilor de adăpost orografic, carpatic şi local, conducând chiar la înregistrarea vitezelor cele mai mari de la exteriorul Carpaţilor, mai ales în sudul regiunii, acolo unde canalizarea intensă se suprapune peste „pâlnia" constituită de Carpaţii Orientali şi blocajul termo-baric exercitat de Marea Neagră (Drăghici, 1988).

În ceea ce priveşte vitezele medii ale vântului pe direcţii, o primă caracteristică, nu la fel de evidentă precum în alte regiuni, este dată de faptul că direcţiile cu frecvenţele cele mai importante deţin şi vitezele medii cele mai ridicate, în timp ce vitezele cele mai mici sunt specifice direcţiilor mai puţin

reprezentate. Astfel, la Adjud pe direcţiile de canalizare viteza medie anuală depăşeşte 5 m/s (5,4 m/s pe NV şi 5,3 m/s pe N), iar la Roman şi Bacău vitezele medii depăşesc pe aceleaşi direcţii 4,5 m/s. Trebuie subliniat că aceste valori sunt cele mai ridicate din cadrul României (Ţâştea & Miha, 1978), exceptând culmile montane de peste 1000 m altitudine, ceea ce induce şi un potenţial energetic eolian apreciabil (Patrichi, 1971). Această realitate subliniază importanţa fenomenului de canalizare în cadrul Culoarului Siretului. De altfel, este cunoscut faptul că valorile cele mai mari ale vitezei vântului din Moldova sunt înregistrate în sudul regiunii, la Măicăneşti, la contactul dintre Podişul Moldovei şi Câmpia Română, înainte de torsionarea liniilor de curent sub influenţa Curburii Carpatice şi imediat după compunerea a două axe de maximă canalizare a circulaţiilor nordice: cea de pe valea Siretului şi cea de pe valea Bârladului, prima având un rol mult mai important datorită extinderii sale remarcabile şi deschiderii spre nord.

O altă caracteristică implicată de canalizarea circulaţiilor nordice, în special, este dată de creşterea vitezei vântului de la N la S. Trebuie să subliniem ca factor potenţator al acestor viteze ridicate şi rugozitatea redusă a teraselor Siretului şi Bârladului, fapt ce facilitează amplificarea vitezelor mari ale vântului din direcţie N şi NV. Deopotrivă, ca rezultat secundar al canalizării pe direcţii dominante, viteza vântului scade la sub 2 m/s pe direcţiile cu pondere redusă în frecvenţă, în special E (Bacău – 0,9 m/s) şi NE (Secuieni – 1,3 m/s).

Viteza medie anuală atinge maximul pe direcţiile N şi NV (> 4,5 m/s la toate staţiile meteorologice cu valorile cele mai ridicate de 5,3-5,4 m/s la Adjud). Direcţiile complementare, respectiv S şi SE, depăşesc în toată regiunea 3,5 m/s, maximul fiind atins tot la Adjud (3,9 m/s din direcţie S şi 4,6 m/s din direcţie SE). Atrage atenţia diferenţa dintre vitezele medii pe cele două sensuri ale axei de canalizare, vitezele mai ridicate din N şi NV faţă de cele din S şi SE fiind rezultatul a două aspecte dinamice (fig. 115).

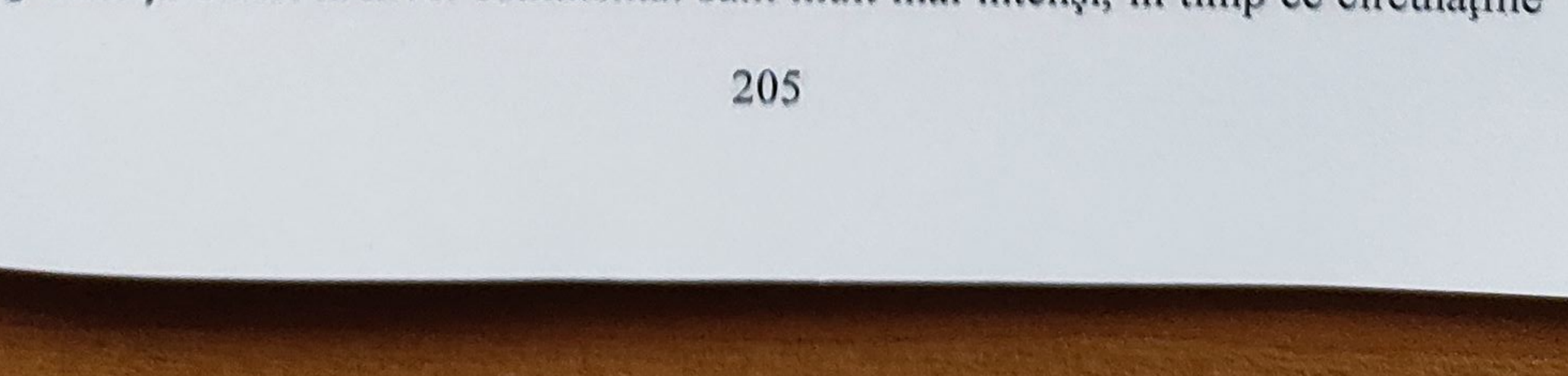


Fig. 115. *Viteza medie anuală a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului: 1961-2002 (Apostol & Sfică, 2011)*

În primul rând, circulaţiile nordice au o dinamică mai intensă faţă de cele sudice, mai ales pentru că sunt caracteristice semestrului rece, atunci când gradienţii barici la nivel continental sunt mult mai intenşi, în timp ce circulaţiile

sudice caracterizează mai mult semestrul cald cu un gradient baric regional mai redus. La fel de importantă este şi morfologia Peninsulei Balcanice care, prin rugozitatea mai ridicată şi prin bariera orografică impusă de Munţii Balcani şi Alpii Dinarici, are capacitatea de a amortiza vitezele mari ale vântului din direcţie sudică în Câmpia Română şi chiar la periferia nordică a acesteia, la contactul cu Culoarul Siretului. În acelaşi timp, circulaţiile nordice nu întâlnesc un astfel de obstacol, din contră, rugozitatea redusă de la nord de România contribuie la amplificare vitezei vântului în cadrul circulaţiilor nordice sau nord-vestice.

O altă caracteristică la nivel anual o constituie viteza medie ridicată pe direcţia vest prin raportare la frecvenţa anuală redusă a vântului din această direcţie. Valorile ridicate ale vitezei reflectă intensificarea vântului în cadrul mişcărilor catabatice pe versanţii cu expoziţie estică ai Culmii Pietricica şi dealurilor Podişului Piemontan în condiţiile circulaţiei vestice. Astfel, la Bacău, acolo unde procesul de foehnizare pare să fie cel mai evident, viteza medie anuală pe direcţia V atinge 4,2 m/s, în timp ce la Roman, depărtarea de culmile piemontane determină viteza sub 3 m/s.

Viteza medie anotimpuală atinge valorile maxime primăvara, datorită mărimii gradienţilor barici în zona temperată în lunile martie-aprilie. Cu toate acestea, viteza maximă pe una din direcţii se înregistrează iarna din NV (6,3 m/s la Adjud, 5,0 m/s la Bacău, 6,4 m/s la Secuieni şi 5,1 m/s la Roman), dar şi N (5,9 m/s Adjud, 5,0 m/s la Bacău, 5,4 m/s la Secuieni şi 5,0 m/s la Roman). Valorile ridicate din timpul iernii pe aceste direcţii sunt rezultatul producerii fenomenului de viscol care implică producerea unor puternice advecţii din direcţie N şi NV în Culoarului Siretului (fig. 116).

De altfel, pe celelalte direcţii vitezele medii cele mai mari se înregistrează predominant primăvara. În acest anotimp creşte semnificativ viteza vântului din direcţie SE – valorile oscilând în jurul a 5,0 m/s – pe seama advecţiilor sudice ce se produc în sectorul anterior al ciclonilor atlantici care pătrund mai frecvent în estul continentului (fig. 117). Cu excepţia iernii, când valorile maxime se produc pe direcţiile N şi NV, în celelalte anotimpuri acestor direcţii li se adaugă direcţia SE.

Valorile minime anotimpuale se produc vara în nord şi toamna în sudul regiunii, diferenţele fiind însă foarte reduse (fig. 118, fig. 119). Cele mai reduse valori anotimpuale pe direcţii se înregistrează vara şi toamna din E, cu valori < 1.5 m/s, iar acolo unde caracterul de adăpost orografic este mai pronunţat valoarea coboară chiar sub 1,0 m/s (0,6 m/s la Bacău şi 0,8 m/s la Secuieni).

Dincolo de aceste aspecte strict cantitative ale vitezei anotimpuale a vântului, în aprecierea unor aspecte de ordin practic, precum energia eoliană, primăvara rămâne anotimpul cu cel mai ridicat potenţial, prin prisma valorilor reduse ale calmului atmosferic faţă de celelalte anotimpuri. Potenţialul energetic eolian ridicat rezultă din asocierea vitezelor medii mari cu frecvenţele importante ale acestui anotimp.

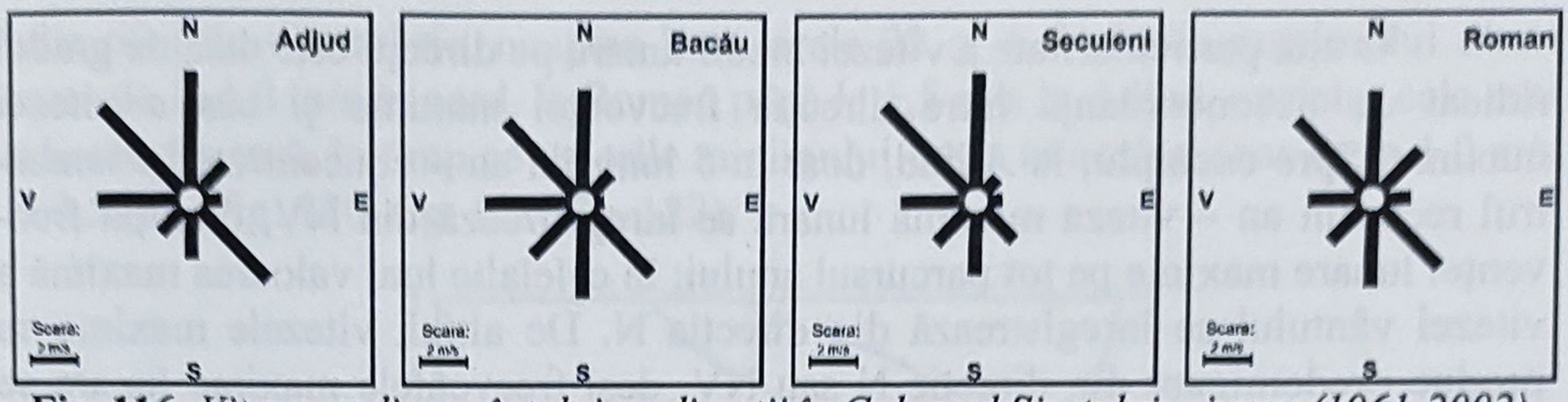


Fig. 116. *Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – iarna (1961-2002)*

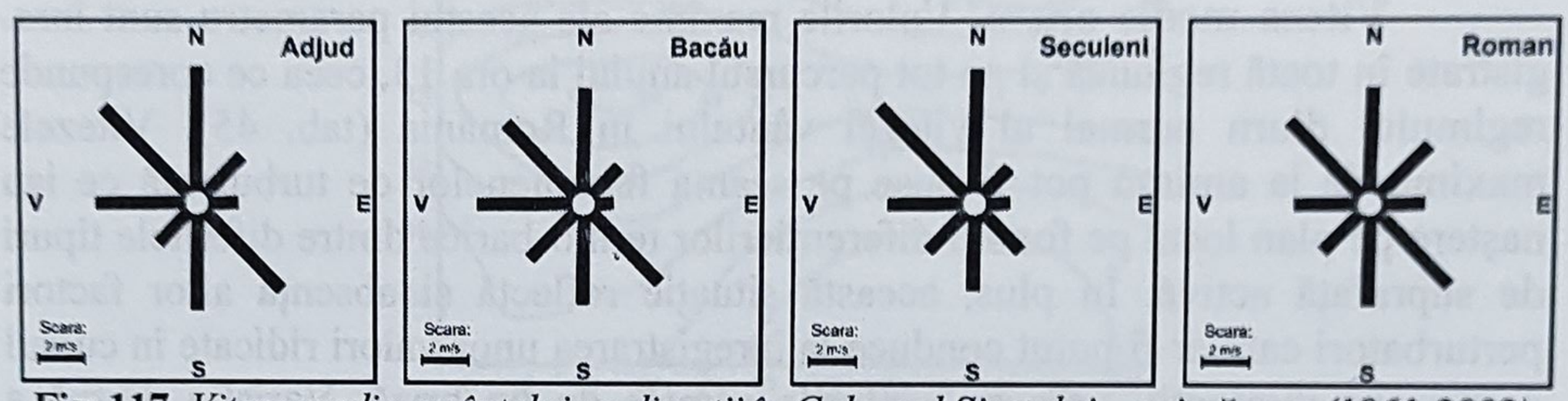


Fig. 117. *Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – primăvara (1961-2002)*

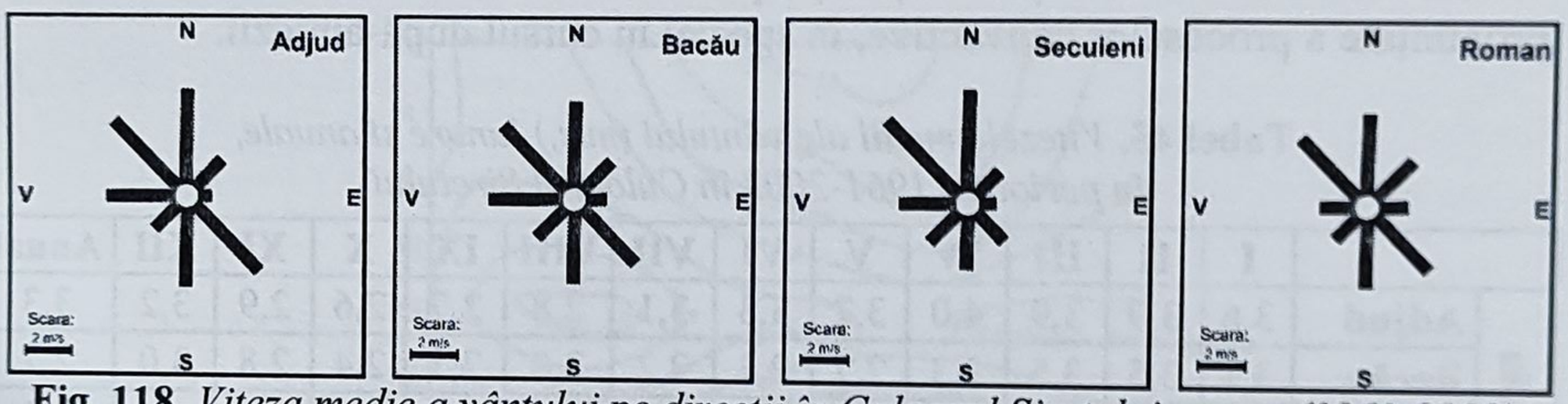


Fig. 118. *Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – vara (1961-2002)*

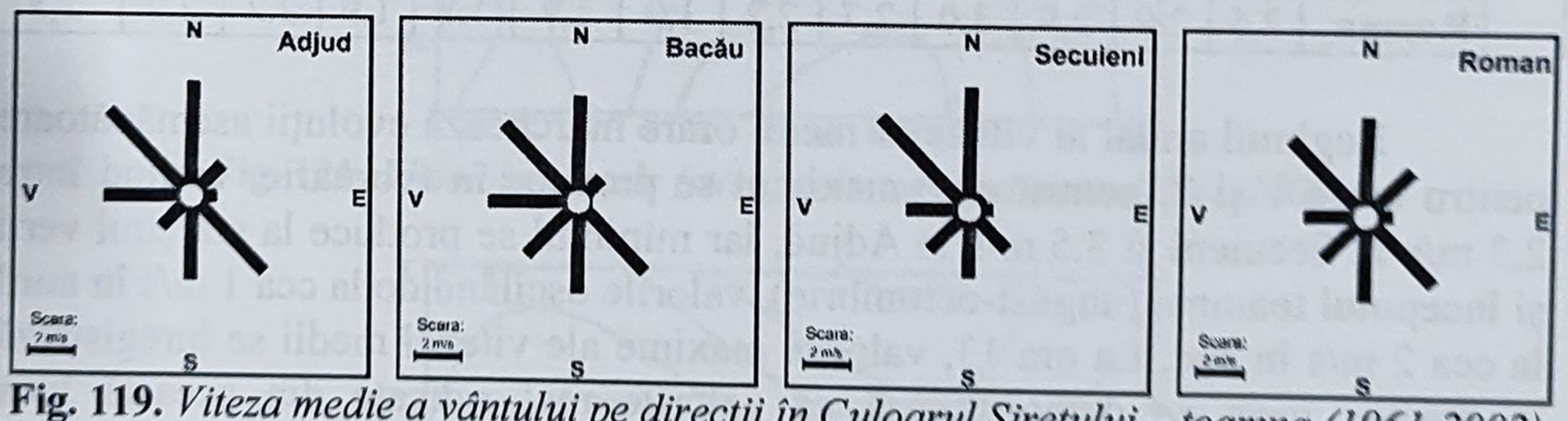


Fig. 119. *Viteza medie a vântului pe direcţii în Culoarul Siretului – toamna (1961-2002)*

Viteza medie lunară a vântului pe direcţii. Cele mai mari valori lunare ale vântului pe direcţii sunt înregistrate în februarie din direcţie NV (6,7 m/s la Adjud, 7,0 m/s la Secuieni, 5,3 m/s la Roman) sau N (5,5 m/s la Bacău). Aceste valori ridicate sunt determinate de numărul mare de zile cu viscol, fenomen care are cea mai mare frecvenţă spre sfârşitul iernii. În acest context, putem spune că valorile ridicate din februarie, şi din anotimpul de iarnă în general, sunt determinate de un număr relativ redus de valori excepţionale de peste 25-30 m/s.

O altă particularitate a vitezei medii lunare pe direcţii este dată de gradul ridicat de neconcordanţă între direcţia frecvenţei maxime şi cea a vitezei maxime. Spre exemplu, la Adjud, doar în 5 luni din an – concentrate în semestrul rece din an – viteza maximă lunară se înregistrează din NV, direcţia frecvenţei lunare maxime pe tot parcursul anului; în celelalte luni valoarea maximă a vitezei vântului se înregistrează din direcţia N. De altfel, vitezele maxime se produc predominant din direcţie N sau NV, deşi frecvenţele maxime lunare se produc predominant pe direcţie NV.

Viteza medie orară. Valorile maxime ale acestui parametru sunt înregistrate în toată regiunea şi pe tot parcursul anului la ora 13, ceea ce corespunde regimului diurn normal al vitezei vântului în România (tab. 45). Vitezele maxime de la amiază pot fi puse pe seama fenomenelor de turbulenţă ce iau naştere pe plan local pe fondul diferenţierilor termo-barice dintre diferitele tipuri de suprafaţă activă. În plus, această situaţie reflectă şi absenţa altor factori perturbatori care ar fi putut conduce la înregistrarea unor valori ridicate în cursul nopţii sau dimineţii, precum vânturile ritmice de tip briză. Variaţia diurnă a vitezei vântului este mai pronunţată pe parcursul verii, ca urmare a manifestării pronunţate a proceselor convective, în special în cursul după-amiezii.

Tabel 45. *Vitezele medii ale vântului (m/s,) lunare şi anuale, în perioada 1961-2002 în Culoarul Siretului*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Media	**Adjud**	3,6	3,9	3,9	4,0	3,7	3,3	3,1	2,8	2,7	2,6	2,9	3,2	3,3
	Bacău	3,1	3,5	3,5	3,3	2,7	2,3	2,2	2,0	2,1	2,4	2,8	3,0	2,7
	Secuieni	2,6	2,8	2,7	2,8	2,8	2,3	2,2	1,9	1,8	1,9	2,0	1,9	2,3
	Roman	2,5	2,9	2,9	3,0	2,7	2,2	1,9	1,7	1,8	1,9	2,2	2,2	2,3

Regimul anual al vitezelor medii orare marchează evoluţii asemănătoare pentru orele 1 şi 7, pentru care maximul se produce în februarie, variind între 2,3 m/s la Secuieni şi 3,5 m/s la Adjud, iar minimul se produce la sfârşitul verii şi începutul toamnei (august-octombrie), valorile oscilând de la cca 1 m/s în nord la cca 2 m/s în sud. La ora 13, valorile maxime ale vitezei medii se înregistrează în aprilie, ceea ce demonstrează că valorile mai ridicate din această lună reprezintă un efect cumulat al dinamicii atmosferice mai accentuate şi al debutului mişcărilor convective. Valorile minime de la această oră se produc în decembrie, lună care este lipsită atât de mişcări convective, cât şi de fenomene ce presupun viteze mari ale vântului, precum viscolul. La ora 19, maximul se produce tot în aprilie, iar minimul în luna septembrie.

Vitezele medii orare, ca şi cele medii, cresc de la N la S, ca urmare directă a proceselor de canalizare a circulaţiilor pe componentă nordică în lungul Culoarului Siretului. Maximul se produce primăvara, în martie-aprilie, după amiaza între orele 12-15, iar minimul la sfârşitul verii îi începutul toamnei din

iulie până în octombrie, noaptea între orele 22 şi 4. Valorile maximului diurn cresc de la 4,0 m/s în nord, la Roman până la 5,5 m/s la Adjud – printre cele mai ridicate din ţară, în timp ce valorile minimului cresc în acelaşi sens de la 1,0 m/s la 2,5 m/s (fig. 120, fig. 121, fig. 122).

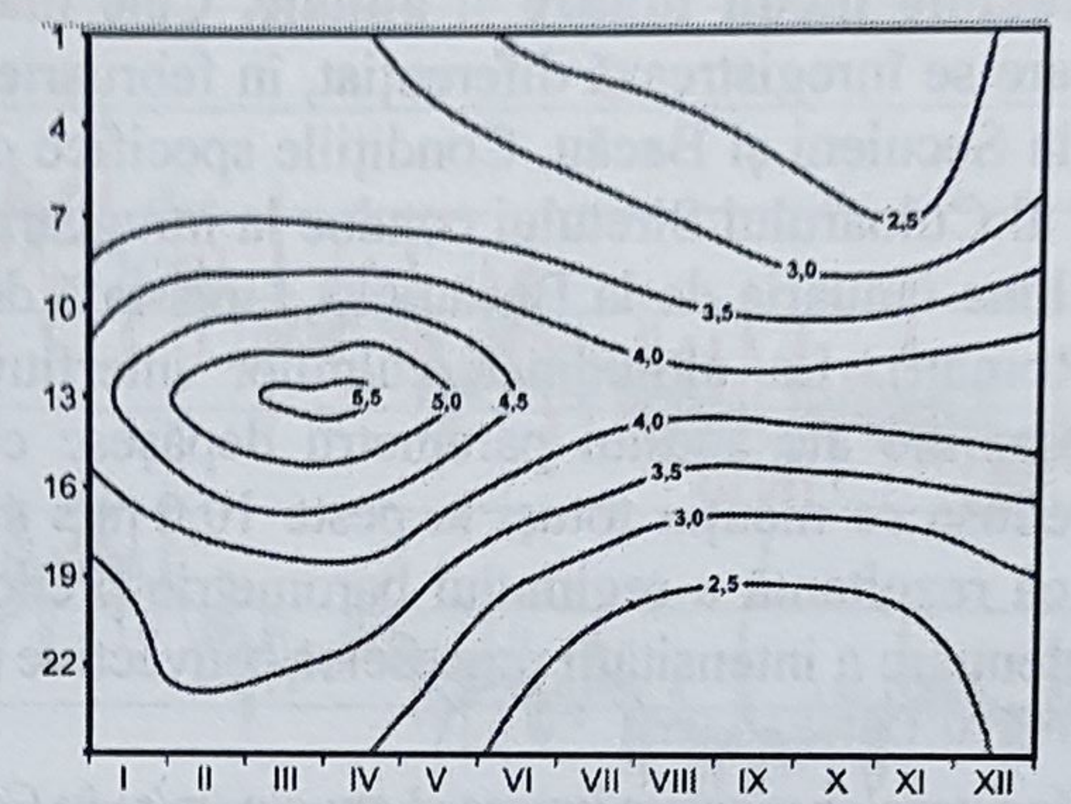


Fig. 120. *Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Adjud (1961-2002)*

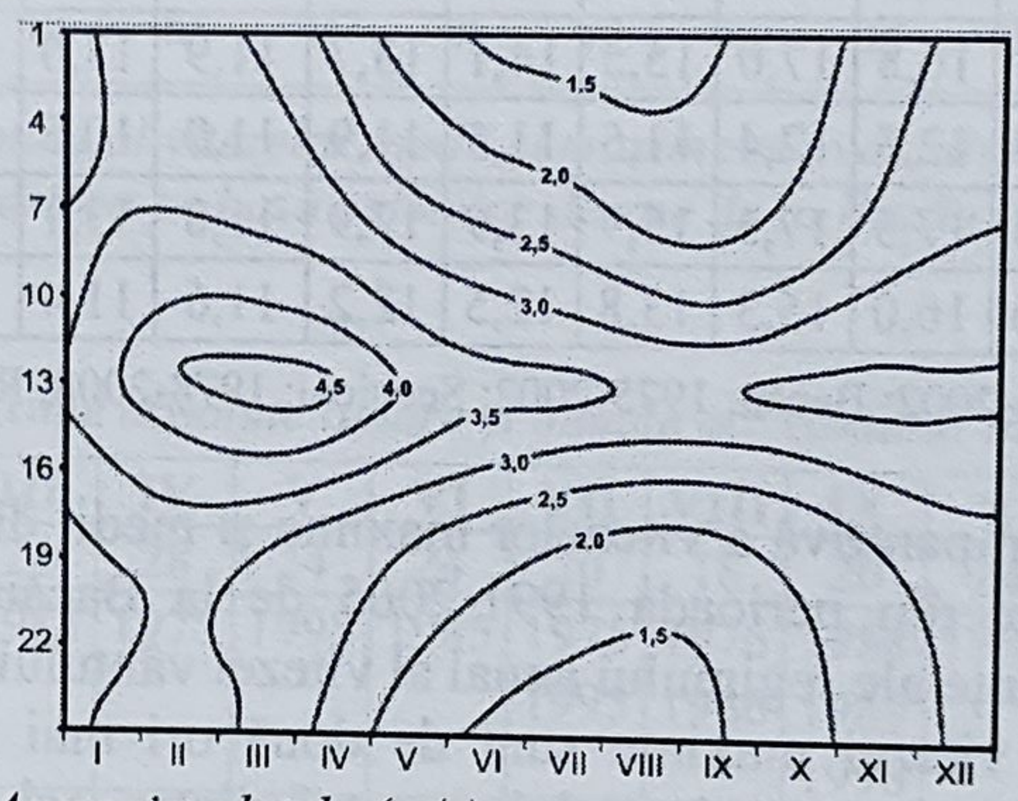


Fig. 121. *Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Bacău (1961-2002)*

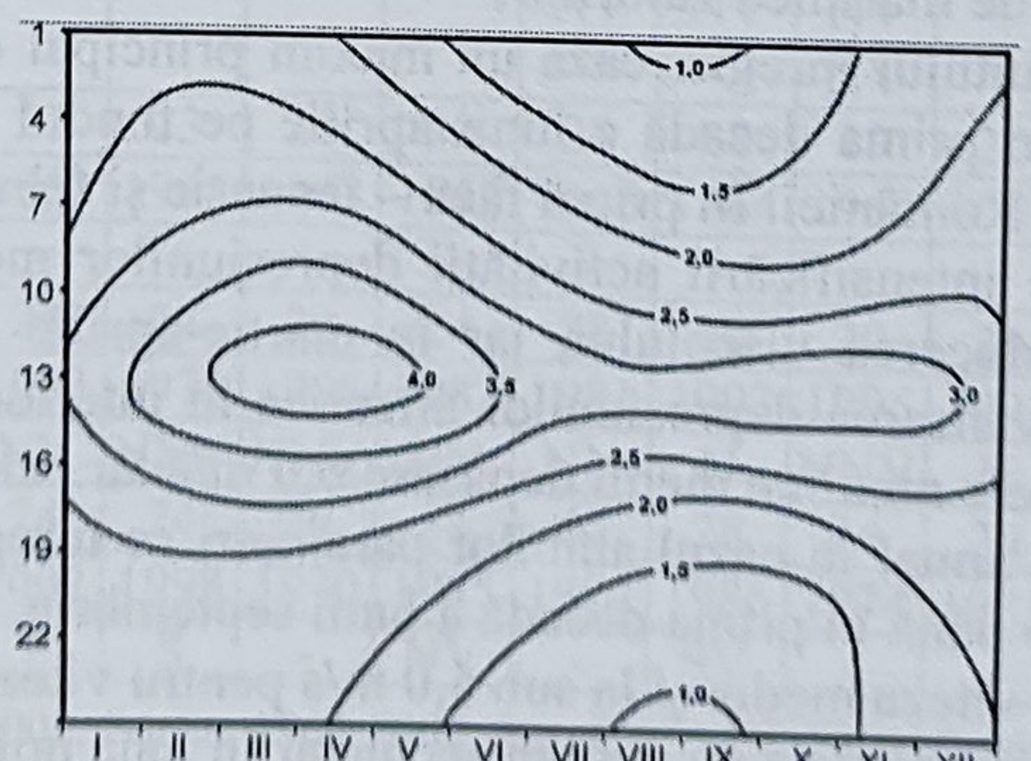


Fig. 122. *Anemoizopletele (m/s) pentru staţia Roman (1961-2002)*

Creşterea vitezelor de la N la S este subliniată de extinderea unor anemoizoplete caracteristice. Astfel, dacă la Roman, viteza medie depăşeşte 3,5 m/s din februarie până în iunie între 10 şi 16, aceeaşi anemoizopletă, la Adjud, încadrează toate lunile anului în intervalul orar 7-16.

Vitezele maxime medii lunare şi anuale. Cele mai ridicate medii ale vitezei maxime lunare se înregistrează diferenţiat, în februarie la Adjud, martie la Roman şi ianuarie la Secuieni şi Bacău. Condiţiile specifice de adăpost orografic din sectorul central al Culoarului Siretului conduc la înregistrarea valorilor reduse ale maximului din luna ianuarie de la Bacău (13,3 m/s faţă de 17,5 m/s la Adjud sau 16,0 m/s la Roman). La altitudinea culmilor interfluviale ce mărginesc regiunea valorile maxime ale acestui parametru depăşesc cu siguranţă 20 m/s. Mediile cele mai reduse se menţin totuşi la peste 10,0 m/s şi se înregistrează în august-septembrie ca rezultantă a regimului barometric predominant anticiclonal ce conduce şi la o atenuare a intensităţii proceselor convective (tab. 46).

Tabel 46. *Media vitezelor maxime lunare şi anuale (m/s) în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	17,2	17,5	16,8	17,0	15,5	14,1	13,7	11,9	13,0	13,3	14,8	16,0	15,1
Bacău	13,3	12,5	12,5	12,4	11,5	11,5	11,9	11,0	10,5	11,0	11,5	12,6	11,9
Secuieni	18,5	16,4	17,5	17,5	15,9	13,9	12,9	11,8	13,1	13,8	15,9	15,4	15,2
Roman	14,4	15,6	16,0	15,3	13,8	12,5	12,2	11,6	11,4	11,6	13,2	13,7	13,4

Perioada – Adjud: 1975-2002; Bacău: 1975-2002; Secuieni: 1978-2008; Roman: 1975-2002.

Analiza comparativă a vitezelor maxime şi medii diurne ale vântului pe baza datelor diurne din perioada 1991-2005 de la Bacău (fig. 123) permite detalierea unor nuanţe ale regimului anual al vitezei vântului:

– valorile vitezei maxime sunt de două ori mai mari decât cele ale vitezei medii pe tot parcursul anului, ecartul dintre cei doi parametri fiind constant indiferent de mărimea valorilor;

– viteza vântului înregistrează un maxim principal din ultima decadă a lui ianuarie până în prima decadă a lunii aprilie pe fondul măririi gradientului baric la latitudinea României. În primă fază – ianuarie şi februarie – vitezele mai mari sunt datorate intensificării activităţii depresiunilor mediteraneene ce pot conduce şi la producerea viscolului, iar în martie-aprilie gradientul ridicat e determinat şi de avansarea depresiunilor atlantice în interiorul continentului. În acest interval vitezele maxime medii depăşesc 6,0 m/s iar cele medii 3,0 m/s;

– minimul anual în cazul ambilor parametri se înregistrează din a doua decadă a lunii iulie până în prima decadă a lunii septembrie, valorile coborând la sub 2,0 m/s pentru viteza medie şi la sub 5,0 m/s pentru viteza maximă diurnă

– se poate vorbi şi de un maxim secundar în luna noiembrie, el fiind asociat şi cu maximul secundar atenuat din cazul precipitaţiilor, ambele fiind

generate de acţiunea mai intensă din această perioadă a ciclonilor mediteraneeni; acţiunea acestora conduce la creşterea vitezei medii până la 3,0 m/s şi a celei maxime medii până la 6,0 m/s.

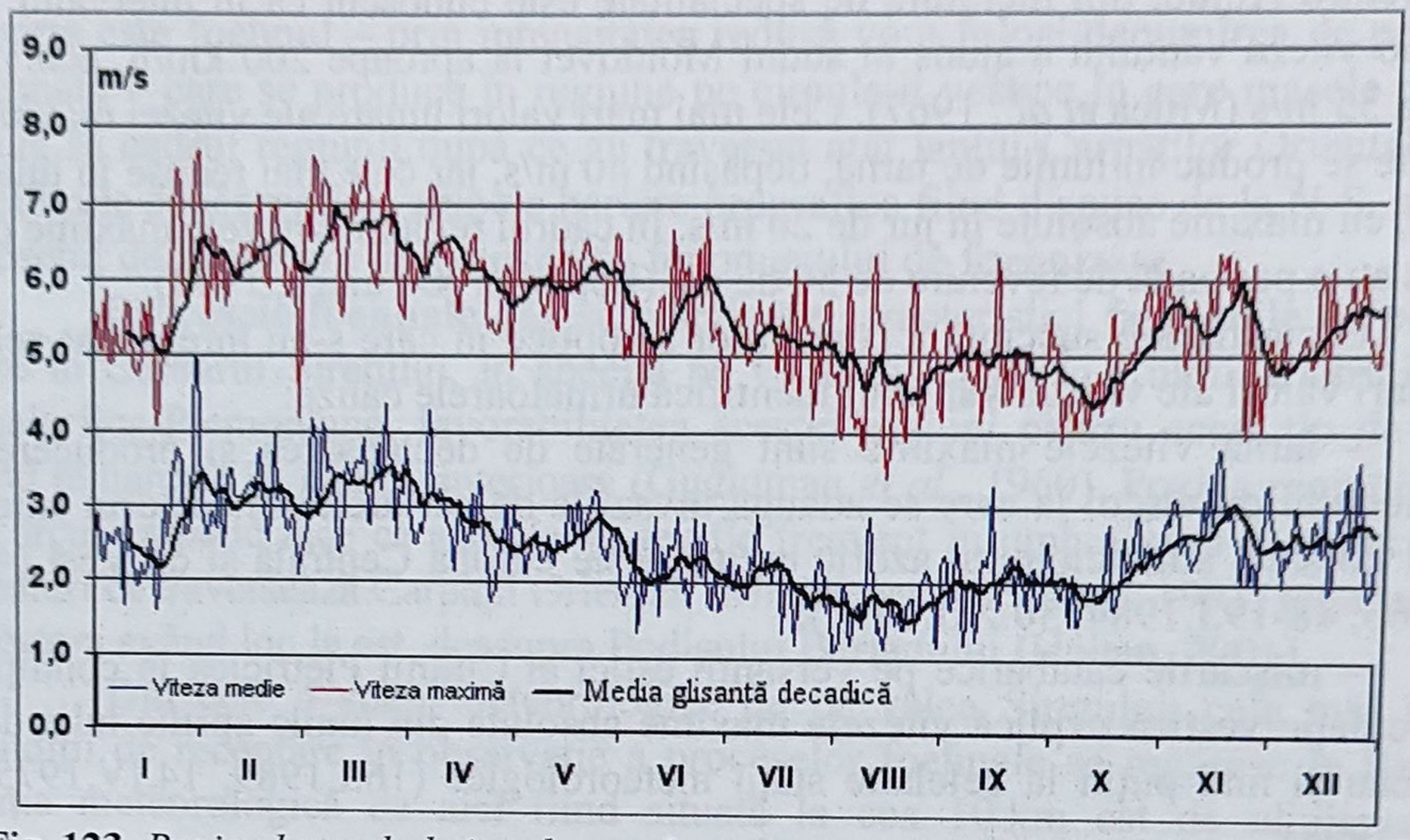


Fig. 123. *Regimul anual al vitezelor medii şi maxime ale vântului şi media glisantă decadică a acestora pe baza valorilor diurne de la Bacău (1991-2005)*

Tabel 47. *Vitezele maxime absolute lunare şi anuale ale vântului în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	24	28	24	28	24	24	20	18	20	24	24	34	34
	1979 1981 1987	1989	1983	1975	1998	1985	1975 1995	1976 1986	1988 1989 1998	1989	1975 1981	1991	1991
	N NV N	S	N	NV	SV	NV	NV NV	NV NV	N NV NV	NV	NV NV	N	N
Bacău	40	27	21	23	20	30	27	28	19	20	20	25	40
	1966	1967	1962	1968	1963	1962	1966	1964	1964	1963	1981	1969	1966
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Secuieni	40	24	24	24	20	24	18	20	20	20	24	20	40
	1979	1984	1983	1979	1996	1982	1981	1993	1995	1993	1981	1997	1979
	NV	NV	NV	NNV	NNV	NV	NV	N	NNV	N	NV	NNV	NV
Roman	28	37	24	24	29	24	40	28	24	20	28	28	40
	2004	1967	2002	1998	1970	1985	1970	1986	1974	1971	1981	1997	1970
	-	-	-	S	-	NV	-	SV	-	-	-	NNV	-

Perioada – Adjud: 1975-2002; Bacău: 1962-2005; Secuieni: 1978-2008; Roman: 1962-2004.

Vitezele maxime absolute lunare şi anuale apreciate în mod clasic pe baza observaţiilor de la giruetele cu placă uşoară sau grea nu pot surprinde valori mai mari de 40 m/s, prag care a fost atins la toate staţiile meteorologice din Culoarul Siretului (tab. 47). Chiar dacă nu dispunem de date anterioare anului 1975 pentru Adjud, din literatura de specialitate este cunoscut că în intervalul 4-7.I.1966 viteza vântului a ajuns în sudul Moldovei la aproape 200 km/h, echivalentul a 55 m/s (Milea *et al.*, 1967). Cele mai mari valori lunare ale vitezei maxime absolute se produc în lunile de iarnă, depăşind 40 m/s, iar cele mai reduse în iulie-august, cu maxime absolute în jur de 20 m/s. În cadrul regiunii vitezele maxime de 30 m/s au o perioadă de revenire de 50 de ani (Popovici & Ţuinea, 1994).

O clasificare succintă a condiţiilor sinoptice în care s-au înregistrat cele mai mari valori ale vitezei vântului identifică următoarele cauze:

– iarna vitezele maxime sunt generate de declanşarea şi producerea fenomenului de viscol la care se adaugă invaziile de aer arctic în sectorul anterior al dorsalei anticiclonului azoric extins peste europa Centrală şi de Vest (4-6.I.1966, 18-19.I.1984, 30.XII.1991);

– mişcările catabatice pe versanţii estici ai Culmii Pietricica în condiţii de circulaţie vestică explică vitezele maxime absolute din lunile aprilie-iulie de la Bacău şi mai puţin la celelalte staţii meteorologice (16.I.1989, 14.IV.1975, 13.IV.1998);

– vijeliile din a doua parte a verii pot determina deopotrivă viteze mari ale vântului şi au rolul principal în generarea vitezelor maxime din această perioadă a anului, chiar dacă ele se produc pe perioade foarte scurte de timp, mai ales pe mişcările descendente ale aerului în cadrul supercelulelor convective (18.VII.1970, 19.VI.1985).

De altfel, Culoarul Siretului se integrează în regiunea cu cele mai mari viteze maxime absolute ale vântului de pe teritoriul României. Direcţiile predominante de producere a vitezelor maxime absolute lunare sunt cele care corespund, nu întâmplător, direcţiilor aferente axei de canalizare, respectiv N şi NV. Acest aspect contrastează cu condiţiile de adăpost ale regiunii, ce conduc la frecvenţe ridicate ale calmului atmosferic, ambele aspecte combinate accentuând individualitatea climatică a regiunii.

IV.6.3. Vânturile locale şi regionale

Din categoria vânturilor locale, ţinând cont de poziţia faţă de arcul carpatic şi morfologia Culoarului Siretului, se poate vorbi în cadrul acestei regiuni în primul rând de vânturile locale specifice părţii de est a României, respectiv vânturile de origine continentală ce pot lua naştere atât în semestrul rece – *crivăţul*, cât şi la trecerea dintre iarnă şi primăvară – *suhoveiul*.

Morfologia regiunii permite în mod teoretic şi dezvoltarea circulaţiei locale de tip reversibil specifică *brizei de deal-vale*. Analiza pe care am realizat-o în acest sens nu a scos în evidenţă o modificare ritmică a direcţiei vântului între

direcţii opuse în 24 de ore, fapt ce ar fi putut constitui un indiciu cert al producerii unor astfel de vânturi, chiar dacă existenţa acestor vânturi a fost indicată în lucrări anterioare (Grama, 1961, Gugiuman *et al.*, 1975).

Vântul local cu cea mai mare influenţă este din câte indică analiza proprie este foehnul – prin intensitatea redusă vom folosi denumirea de procese foehnale – care se produce în regiune pe circulaţii vestice în care masele de aer ajung în cadrul regiunii după ce au traversat atât lanţul Carpaţilor Orientali, cât şi culmile subcarpatice, ambele bariere orografice fiind dispuse de la N-S, aspect deosebit de important în intensitatea fenomenului de foehnizare.

Procesele foehnale găsesc o serie de caracteristici favorabile de producere în Culoarul Siretului, în special pe versanţii estici ai Culmii Pietricica şi Dealurilor Piemontane, favorabilitatea acestei regiuni pentru acest tip de vânt fiind remarcată în lucrări anterioare (Gugiuman *et al.*, 1960). Poziţia regiunii faţă de arcul carpatic face ca aceasta să se afle frecvent în umbra ploii în cazul unor fronturi ce traversează Carpaţii Orientali (Mihăilescu & Pantazi, 1991) regenerarea acestora având loc la est, deasupra Podişului Bârladului (Hohan, 2001).

Din cele 4 staţii meteorologice de pe valea Siretului, cele mai bune condiţii de receptare în observaţie a proceselor foehnale se regăsesc la Bacău, staţia meteorologică de aici fiind situată la cca 10 km est de aliniamentul înălţimilor maxime din Culmea Pietricica. În plus, prin masivitate şi continuitate această culme are capacitatea de foehnizare a maselor de aer care o traversează de la vest la est.

Analiza acestor procese foehnale a fost realizată pe baza datelor diurne de observaţie asupra vitezei maxime a vântului şi umezelii relative medii de la Bacău, din perioada 1991-2005 (tab. 48). Singura direcţie de deplasare a maselor de aer pe care este posibilă producerea foehnului este cea vestică, fenomenul resimţindu-se pe versanţii cu expoziţie estică ai Culmii Pietricica Bacăului. Masele de aer supuse proceselor de foehnizare, în astfel de condiţii, au origine atlantică şi ajung în Depresiunea subcarpatică Tazlău-Caşin după parcurgerea unui prim episod de foehnizare pe rama estică a Carpaţilor Orientali. Putem preciza că foehnul din această regiune este unul clasic, pe principiu termodinamic, dar poate fi explicat şi printr-un mecanism hidraulic (Sfică *et al.*, 2014).

În acest fel, în sectorul central al Culoarului Siretului, masele de aer ating valorile minime în ceea ce priveşte valorile umezelii relative. Aceste situaţii sunt marcate adesea pe imaginile satelitare de dezvoltarea norilor lenticulari şi ondulatorii la est de Carpaţii Orientali, în timp ce Depresiunea Transilvaniei este acoperită în întregime de formaţiuni noroase.

În cadrul analizei efectuate pe seama celor doi parametri ne-am bazat pe rolul de element indicator pe care îl deţine umezeala relativă pentru producerea fenomenului de foehn. În acest scop, au fost grupate valorile umezelii relative medii diurne pe direcţiile vitezei maxime a vântului, putând astfel calcula umezeala relativă medie pe fiecare direcţie cardinală, inclusiv pe situaţiile de calm atmosferic.

Tabel 48. *Umezeala relativă a aerului (%) şi numărul de zile cu viteze maxime (nr. caz) pe direcţii la Bacău*

		Med.	*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SV*	*V*	*NV*	*CALM*
I	**R(%)**	**88,3**	**87,3**	**98,0**	**0,0**	**90,0**	**93,3**	**73,1**	**75,2**	**88,7**	**91,8**
	Nr. caz		140	1	0	4	139	7	40	22	19
II	**R(%)**	**82,8**	**83,3**	**89,0**	**88,0**	**85,0**	**85,9**	**65,8**	**74,6**	**84,5**	**86,4**
	Nr. caz		132	1	3	6	108	4	53	18	11
III	**R(%)**	**78,9**	**80,3**	**93,0**	**73,0**	**80,6**	**78,9**	**77,0**	**68,8**	**85,2**	**84,3**
	Nr. caz		171	1	2	9	109	2	44	30	4
IV	**R(%)**	**75,3**	**79,1**	**72,1**	**75,1**	**79,3**	**72,9**	**76,0**	**68,0**	**75,8**	**75,0**
	Nr. caz		139	9	10	12	129	3	33	24	1
V	**R(%)**	**71,4**	**72,0**	**66,0**	**75,6**	**67,3**	**69,2**	**72,0**	**70,1**	**79,4**	**71,0**
	Nr. caz		144	9	16	13	112	3	47	27	1
VI	**R(%)**	**73,9**	**75,2**	**76,0**	**75,4**	**70,3**	**72,6**	**72,0**	**71,3**	**74,9**	**75,0**
	Nr. caz		163	4	14	17	87	3	33	38	1
VII	**R(%)**	**74,1**	**76,0**	**75,8**	**66,3**	**71,8**	**69,7**	**68,8**	**71,0**	**79,5**	**71,0**
	Nr. caz		180	12	7	12	86	4	49	21	1
VIII	**R(%)**	**76,7**	**78,5**	**74,0**	**76,5**	**69,0**	**73,0**	**72,7**	**75,5**	**81,0**	**75,9**
	Nr. caz		175	12	12	5	94	3	24	34	13
IX	**R(%)**	**79,6**	**82,4**	**77,5**	**78,7**	**78,2**	**78,1**	**70,3**	**74,2**	**82,0**	**82,1**
	Nr. caz		133	6	6	11	124	6	35	29	10
X	**R(%)**	**81,7**	**83,1**	**80,0**	**80,8**	**84,8**	**82,6**	**61,3**	**73,5**	**82,0**	**82,8**
	Nr. caz		124	1	5	6	152	8	31	20	24
XI	**R(%)**	**85,8**	**85,0**	**77,0**	**84,0**	**92,6**	**87,6**	**75,8**	**74,9**	**86,6**	**90,2**
	Nr. caz		101	1	3	5	171	4	28	29	18
XII	**R(%)**	**87,0**	**85,9**	**93,7**	**0,0**	**90,0**	**89,9**	**72,7**	**75,8**	**86,5**	**93,8**
	Nr. caz		133	3	0	4	148	3	33	32	16
An	**R(%)**	**79,6**	**80,3**	**75,5**	**76,1**	**77,1**	**80,7**	**70,3**	**72,5**	**82,0**	**86,1**
	Nr. caz		1735	60	78	104	1459	50	450	323	119

O problemă importantă sub aspect metodologic este dată de numărul de cazuri luate în analiză pe fiecare direcţie a vântului (tab. 48). Ţinând cont de numărul redus de cazuri cu viteze maxime ale vântului din NE şi SV, datele referitoare la aceste direcţii nu pot fi interpretate, fiind nesemnificative cantitativ pentru desprinderea unor concluzii generale. De asemenea, pentru a îndepărta neomogenitatea dată de numărul diferit de cazuri pe fiecare direcţie a vântului, a fost calculată o abatere ponderată, prin calcularea produsului dintre numărul de cazuri şi diferenţa umezelii relative pe fiecare direcţie faţă de medie, produs raportat la 100 pentru a obţine valori moderate (fig. 124, fig. 125).

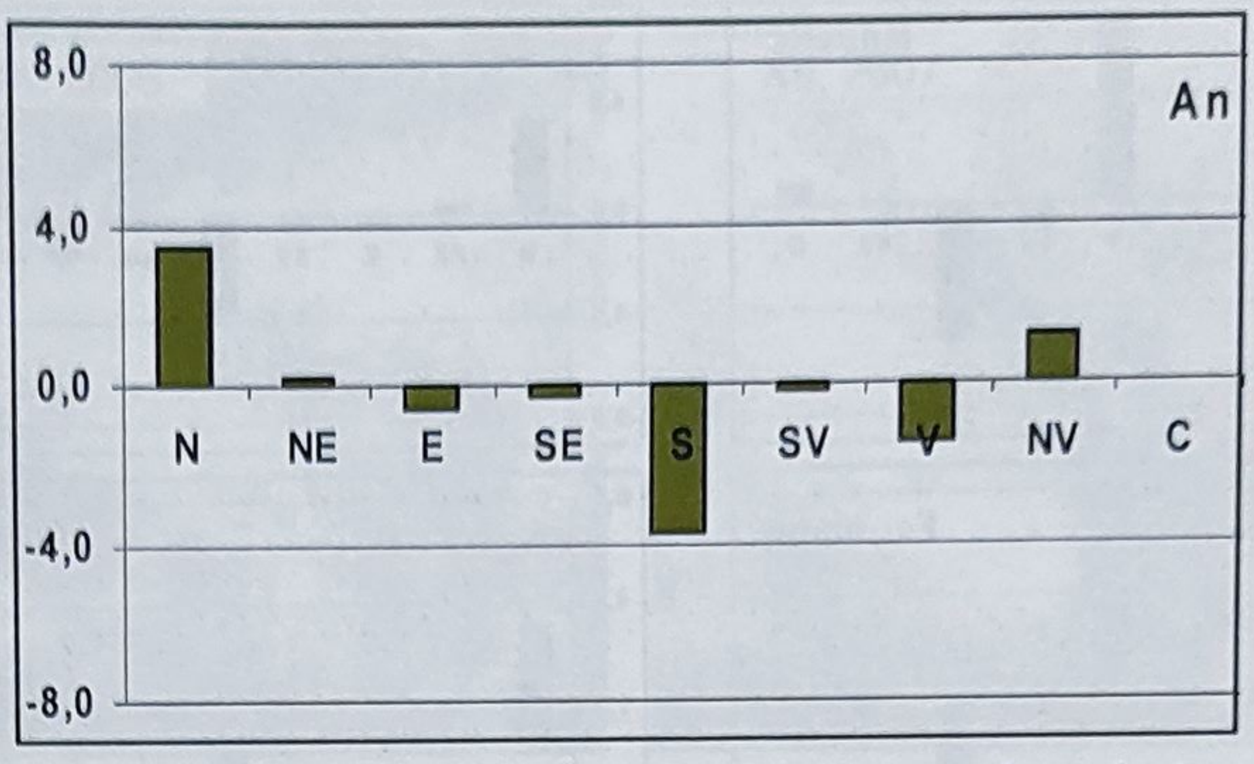


Fig. 124. *Abaterea ponderată (%) a umezelii relative pe direcţii ale vântului faţă de media anuală la Bacău*

Manifestarea proceselor foehnale se resimte pe direcţia vest, fiind marcată de valorile mai reduse ale umezelii relative. Astfel, putem aprecia că procesele foehnale sunt caracteristice pentru intervalul septembrie-aprilie, când abaterea ponderată a umezelii depăşeşte 4 puncte, ceea ce reprezintă valori ale umezelii relative mai mici cu 8% faţă de media totală. Cea mai mare abatere negativă pe direcţie vest se înregistrează în luna ianuarie (5 puncte, ceea ce corespunde cu o abatere de cca 13% faţă de medie), pe fondul valorilor foarte ridicate ale umezelii relative. Direcţia vest, ca urmare a acestor procese de foehnizare, înregistrează cele mai mici valori ale umezelii relative dintre toate direcţiile, mai ales în momentul cu intensitate maximă a acestui fenomen din semestrul rece.

La nivel anual se constată deopotrivă o abatere negativă pe direcţia vest cu cca 4 puncte, ceea ce înseamnă cu 6-7% sub media generală a umezelii relative, ca medie între abaterile negative de +9-10% din lunile semestrului rece şi cele de +1-2% din lunile semestrului cald, putând spune că foehnul sau procesele de foehnizare se manifestă pe tot parcursul anului, doar intensitatea fenomenului este cea care diferă de la un moment la altul pe parcursul anului.

Peste anumite praguri de intensitate aceste procese de foehnizare devin vizibile şi pe imaginile satelitare, putând fi identificate pe baza unor indicii caracteristice, dintre care menţionăm:

– circulaţie atmosferică orientată perpendicular pe axul Carpaţilor Orientali;

– contrast de nebulozitate între regiunile situate la vest şi la est de Carpaţii Orientali;

– dezvoltarea norilor de undă la est de axul montan până la distanţe ce depind de intensitatea advecţiei (fig. 126); în foarte multe situaţii observaţiile de la sol confirmă dezvoltarea norilor lenticulari până la nivelul Culoarului Siretului şi chiar la est de acesta.

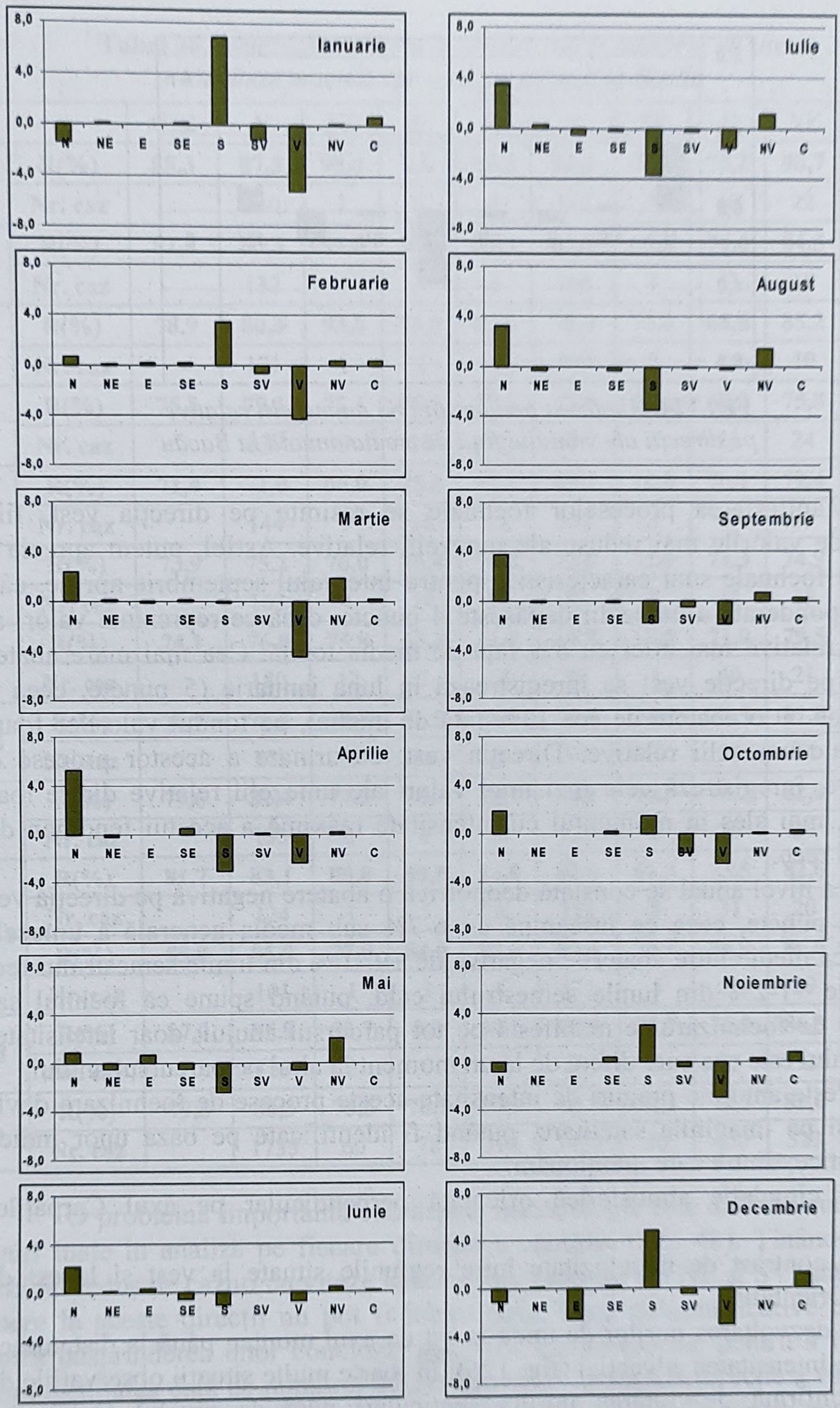


Fig. 125. *Abaterea ponderată (%) a umezelii relative pe direcţii ale vântului faţă de medie la Bacău*

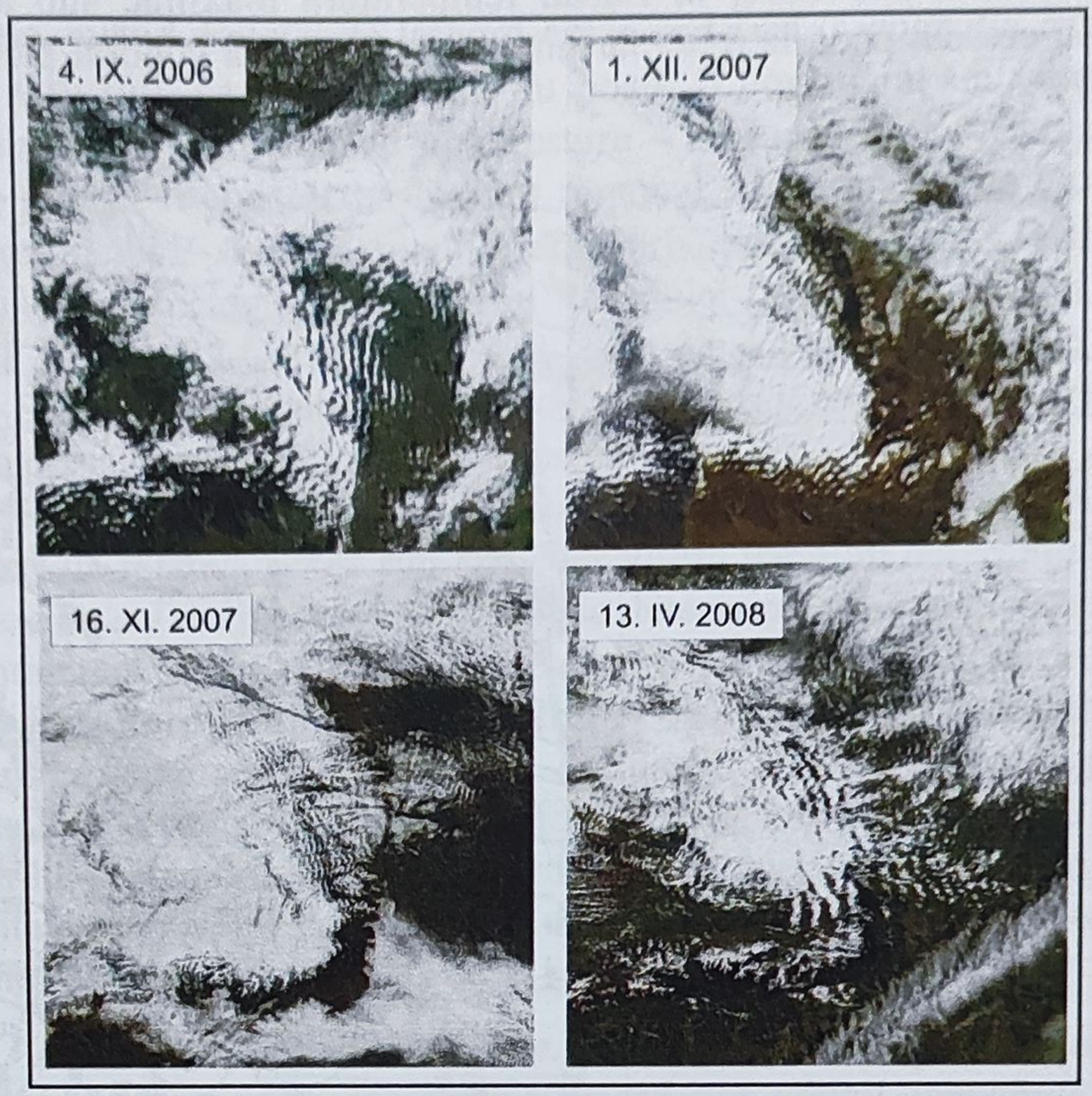


Fig. 126. *Dezvoltarea norilor de undă la est de axul arcului carpatic (Modis Terra)*

În intervalul 2004-2008 – din care am dispus de imagini satelitare diurne MODIS – am identificat prin fotointerpretare un număr total de 28 de zile în care la momentul preluării imaginii satelitare, pe fondul circulaţiei vestice, la est de axul Carpaţilor Orientali se dezvoltă nori de undă. Aceşti nori de undă constituie un indiciu pentru producerea foehnizării în regiunile din imediata vecinătate a arcului carpatic, atât în depresiunile subcarpatice, cât şi în Culoarul Siretului.

Analiza succintă a observaţiilor meteorologice de la staţia Bacău, pentru acele zile în care a fost constată apariţia norilor de undă, a pus în evidenţă comportamentul tipic manifestării foehnului în această regiune. În primul rând, în aceste condiţii vântul suflă din direcţie vest pe perioade apreciabile de timp, de la 3-4 ore până la 48 de ore, aşa cum a fost cazul intervalului 6-8 iulie 2007. În acest interval umezeala relativă a scăzut cu 4-5% mai mult decât în regiunile învecinate (umezeală relativă minimă din data de 7.VII a fost de 19% la Bacău şi de 25% la Iaşi).

Celelalte două indicii ale manifestării vântului de tip foehn constau în creşterea apreciabilă a temperaturii şi scăderea accentuată a umezelii relative. Astfel, pe data de 1.XII.2007, în timp ce la vest de Carpaţii Orientali, în Transilvania, temperaturile maxime diurne nu au depăşit 1 °C, iar umezeala

relativă nu a scăzut sub 80%, la Bacău temperatura maximă, sub amprenta foehnizării, au crescut până la 8 °C, iar umezeala relativă a coborât până la sub 50% (fig. 127).

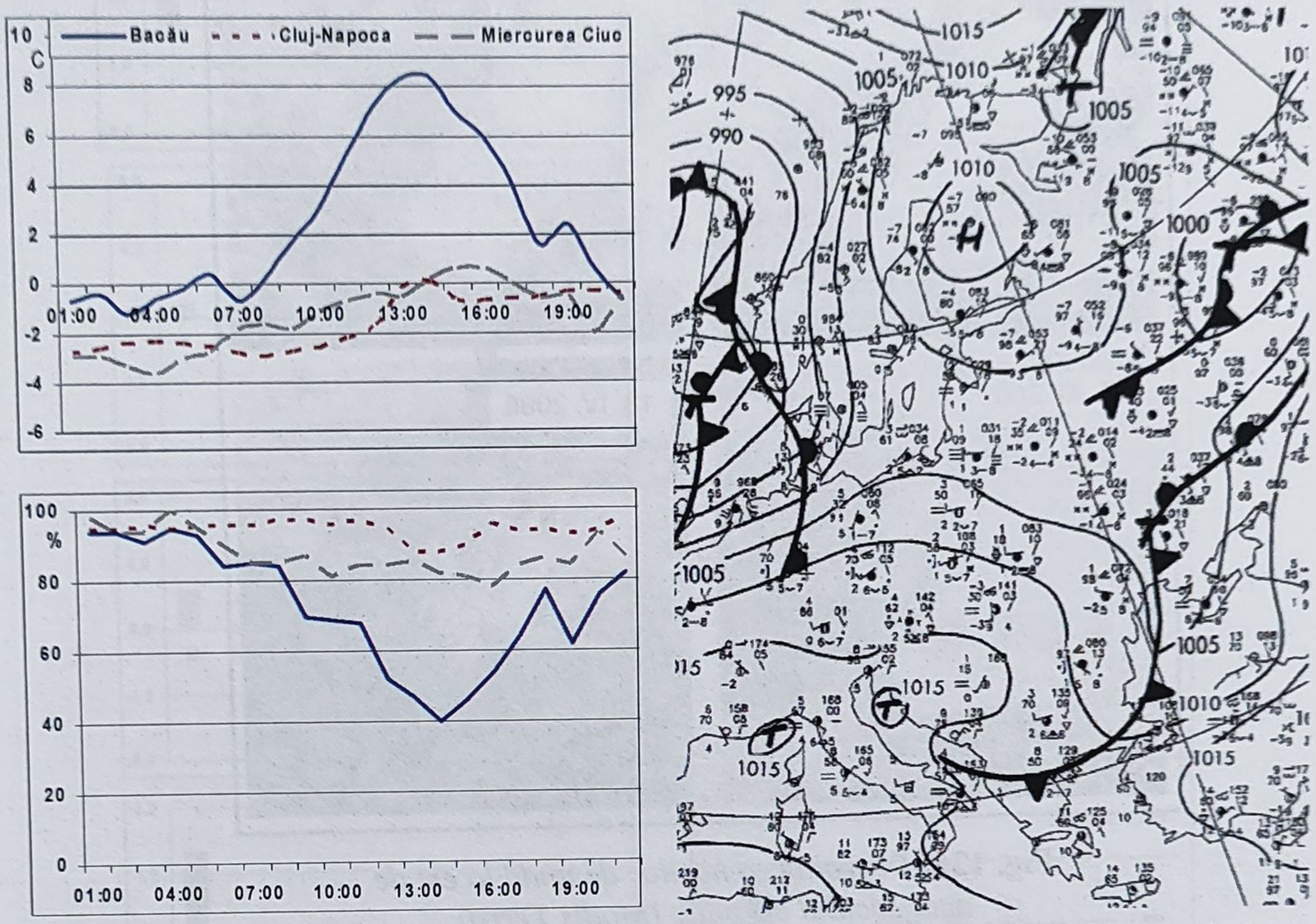


Fig. 127. *Variaţia temperaturii şi umezelii relative (stânga) la vest (Cluj-Napoca) şi est (Bacău) de Carpaţii Orientali în condiţiile circulaţiei vestice (dreapta – Deutsche Wetterdienst) din data de 1.XII.2007*

Variaţia umezelii relative faţă de medie este marcantă şi pe direcţie sud, respectiv nord cu o evoluţie a abaterilor în oglindă pe cele două direcţii cardinale. Pe parcursul semestrului rece, vântul din sud determină abateri pozitive ale umezelii atmosferice, în timp ce în semestrul cald, vântul din aceeaşi direcţie conduce la abateri negative. Cu siguranţă, sensul abaterilor este asociat cu transportul de mase de aer dinspre Mediterana care pot fi uscate atunci când sunt transportate în regim anticiclonal sau umede atunci când sunt transportate în cadrul ciclonilor mediteraneeni. În situaţiile cu vânt din nord evoluţia semestrială este inversă masele de aer transportate pe această componentă fiind mai umede pe parcursul verii şi mai uscate pe parcursul iernii (mase de aer polar şi arctic continental).

Crivăţul este generat de un câmp de presiune atmosferică ridicată deasupra Europei de Est în interacţiune cu un câmp de presiune atmosferică joasă deasupra părţii centrale a Mării Mediterane (Hepites, 1898). Se manifestă ca un vânt foarte puternic, rece şi uscat, care se dezvoltă la periferia anticiclonului

euro-asiatic, având direcţia de la nord-est la sud-vest (*Geografia României*, vol. I, 1983). Crivăţul, ca şi suhoveiul, nu poate fi considerat un vânt local, prin cauzele sinoptice şi arealul de manifestare – regiunea dintre Carpaţi şi Marea Neagră – putând fi considerat un vânt regional, ce se manifestă ca un veritabil muson continental. Aşadar, manifestarea crivăţului nu poate fi limitată la o regiune anume, frecvenţa pe teritoriul României fiind evaluată la 47 de zile în intervalul 1979-1988 (Drăghici, 1988), ceea ce corespunde cu 4-5 zile pe an. Culoarul Siretului constituie un areal de potenţare a manifestării crivăţului prin procesele de canalizare pe care le induce.

Suhoveiul caracterizează zilele de vară (temperatura maximă > 25 °C) în care umezeala relativă scade sub 30%, iar viteza vântului determinată la giruetă depăşeşte 5 m/s. Barajul orografic carpatic determină o limitare a acţiunii acestui vânt continental la regiunile din estul ţării (Fetov, 1963; Elena Mihai, 1964), Culoarul Siretului fiind integrat în cadrul Podişului Moldovei regiunilor în care acest vânt se produce în două zile pe an, dar în condiţii excepţionale numărul maxim anual se ridică la 26-28 de zile. Fiind un vânt caracteristic semestrului cald (aprilie-septembrie), prin trăsăturile termo-hidrice implicate de originea sa continentală, suhoveiul contribuie la instalarea mai rapidă a fenomenelor de uscăciune şi secetă.

Vântul – concluzii sectoriale. *Prin specificul impus de condiţiile de adăpost şi canalizarea pe axa generală nord-sud, vântul contribuie foarte mult la individualitatea climatică a Culoarului Siretului, mult mai mult decât în cazul altor regiuni geografice.*

În primul rând, se remarcă frecvenţa foarte ridicată a valorilor medii anuale ale calmului atmosferic la sol (35-50%) – cele mai ridicate valori din regiunile extracarpatice –, ceea ce acreditează foarte bine caracterul meteo-climatic depresionar al acestei regiuni. De altfel, frecvenţa ridicată a calmului atmosferic se resimte în producerea şi intensitatea unei serii întregi de fenomene atmosferice care definesc Culoarul Siretului, precum burniţa, ceaţa, poleiul sau chiciura.

În al doilea rând, canalizarea pronunţată a direcţiei vântului pe axa nord-sud reprezintă trăsătura definitorie, sub aspect meteo-climatic, a oricărei regiuni de culoar. Trebuie să menţionăm însă că efilarea atât de puternică pe direcţiile „adăpostite" (est-vest) precum în Culoarul Siretului nu se mai întâlneşte la nici una din staţiile meteorologice din afara sectorului carpatic; frecvenţa medie anuală a direcţiei estice a vântului este de sub 1%, iar cea pe direcţia vestică la sub 4%. Intensitatea canalizării este atât de puternică, încât ajunge să se resimtă până la 800-1000 m, cu mult peste altitudinile maxime din regiune.

Pe fondul canalizării principale pe direcţia N-S, confluenţele Siretului cu afluenţii carpatici induc un caracter de canalizare secundară pe axa NV-SE, în lungul acestor văi. În acest fel, direcţia NV reprezintă corespondentul local al

circulaţiei vestice şi de aceea, valorile cele mai ridicate ale frecvenţei şi vitezei se înregistrează din această direcţie.

O notă climatică particulară sub aspect eolian este dată de producerea proceselor foehnale pe flancul vestic, subcarpatic (cel mai frecvent de natură hidraulică) al Culoarului Siretului în condiţii de circulaţie vestică foarte intensă. Concentrarea suprafeţelor utilizate ca vii şi livezi la altitudini de 250-350 m pe versanţii estici ai culmii Pietricica Bacăului poate fi interpretată ca o amprentă în peisaj a intensităţii apreciabile a acestor procese.

IV.7. Procese şi fenomene meteo-climatice

IV.7.1. Fenomene meteo-climatice specifice semestrului rece

IV.7.1.1. Burniţa

Favorabilitatea factorilor morfologici pentru dezvoltarea norilor stratiformi în Culoarul Siretului, aşa după cum am analizat în capitolele anterioare, prezintă şi o serie de reflexe în producerea şi intensitatea altor fenomene meteorologice, printre care şi cel de burniţă (tab. 49). Dezvoltarea acestor formaţiuni noroase în condiţii de stabilitate atmosferică determină şi un număr apreciabil de zile cu burniţă. Distribuţia spaţială indică valori medii anuale mai mari în sudul şi centrul regiunii (Adjud: 16,5 zile şi Bacău: 17,2 zile) şi mai mici în nord (Roman: 9,6 zile). Fiind vorba despre un fenomen specific semestrului rece, descreşterea valorilor medii de la sud la nord poate fi explicată de sitaţiile în care regiunea este traversată de izoterma de 0 °C, ceea ce conduce la producerea burniţei şi a ploii în sud şi a ninsorilor slabe în nord.

Tabel 49. *Numărul mediu de zile cu burniţă în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An	SR	SC
Adjud	2,5	2,9	2,1	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	1,5	3,9	2,8	16,5	15,8	0,7
Bacău	2,1	2,4	2,0	0,7	0,7	0,2	0,2	0,1	0,3	1,4	4,5	2,7	17,2	15,1	2,2
Secuieni	0,7	1,0	1,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,7	2,6	1,5	8,6	8,0	0,6
Roman	1,0	1,0	1,4	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,8	2,4	2,0	9,6	8,5	1,1

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998

Valorile mai ridicate ale umezelii atmosferice şi nebulozităţii inferioare din regiunea centrală, de la Bacău, găsesc un răspuns şi în numărul mai mare de zile cu burniţă, lacurile de acumulare din apropierea regiunii şi canalizarea maselor de aer rece pe valea Bistriţei constituind explicaţia acestei azonalităţi. Se remarcă aici producerea acestui fenomen pe tot parcursul anului, chiar şi în anotimpul de vară, când acest fenomen lipseşte din restul regiunii. Analiza pe perioada comună 1964-1999 indică o medie de 15,5 zile cu burniţă la Bacău faţă

de 13,7 zile similare la Plopana. Pe această bază, considerăm că diferenţa medie de cca 2 zile provine din aportul norilor stratiformi pe valea Siretului.

Burniţa reprezintă un fenomen specific semestrului rece, se produce rar în lunile aprilie şi octombrie, devenind un fenomen sporadic în restul anului. Valorile maxime lunare sunt înregistrate în noiembrie, când se conjugă incidenţa mare a norilor stratiformi cu temperaturile pozitive.

Durata burniţei, în ciuda diferenţelor de frecvenţă anuală, este relativ constantă pe ansamblul regiunii (60-65 de ore); spaţial, această valoare este intermediară între regiunile de cîmpie din est şi sud (65-70 de ore medie anuală) şi cele din regiunea subcarpatică (40-45 de ore). Condiţiile particulare legate de valorile umezelii şi nebulozităţii de la Bacău, despre care am discutat, conduc la o durată mai mare a căderilor de burniţă (70 de ore), valori specifice regiunilor de câmpie din ţara noastră. Luna noiembrie concentrează cca 30% din durata anuală, subliniind importanţa acestui fenomen pentru caracteristicile climatice ale acestei perioade din an. Un parametru mai relevant din acest punct de vedere rezultă din raportarea duratei la numărul de zile cu acest fenomen. În acest fel, constatăm că durata maximă a burniţei în zilele în care se produce acest fenomen este atinsă în luna martie (tab. 50), fapt ce demonstrează că fenomenul analizat personalizează climatic anotimpurile de tranziţie.

Tabel 50. *Durata medie a burniţei în Culoarul Siretului (a) şi durata media a burniţei în zilele în care se produce (b) (ore şi zecimi)*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	*a*	7,1	11,0	9,8	1,4	0,3	0,0	0,0	0,1	0,5	5,0	17,8	10,1	63,3
	b	2,8	3,8	4,7	3,5	3,0	0,0	0,0	0,0	2,5	3,3	4,6	3,6	3,8
Bacău	*a*	10,7	8,2	7,5	4,0	0,5	1,4	0,2	0,1	1,1	4,8	18,0	13,1	69,7
	b	5,1	3,4	3,8	5,7	0,7	7,0	1,0	1,0	3,7	3,4	4,0	4,9	4,1
Roman	*a*	8,7	6,2	13,7	1,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	2,0	16,5	13,3	62,9
	b	8,7	6,2	9,8	1,7	0,5	0,0	0,0	0,0	4,0	2,5	6,9	6,7	6,6

Perioada: 1975-2002

Variabilitatea multianuală în cazul numărului de zile cu burniţă este foarte mare, valorile maxime ajung la 30-40 de astfel de zile (1972, 1981), în timp ce valorile minime anuale coboară sub 5 zile cu burniţă (1983, 1991, 1992).

IV.7.1.2. Bruma

Bruma se caracterizează printr-o distribuţie spaţială inversă celorlalte fenomene specifice semestrului rece, valorile medii anuale cele mai ridicate concentrându-se în sectorul central-sudic al regiunii la Adjud (40,5 zile) şi Bacău (44,1 zile), iar cele mai reduse în nord, la Roman (36,3 zile). Această distribuţie reprezintă un rezultat direct al satisfacerii condiţiilor de apariţie a brumei: vânt slab (până la 2 m/s) sau calm, umezeală relativă mai mare de 80%

şi nebulozitate redusă ce favorizează radiaţia nocturnă. Aceste trei condiţii sunt îndeplinite mai puţin în nordul regiunii, mai ales în ceea ce priveşte valorile nebulozităţii. Numărul maxim de zile cu brumă se înregistrează în luna noiembrie (tab. 51), pe fondul regimului baric anticiclonal mai intens, şi a rezervei mai ridicate de umezeală din aer coroborată cu frecvenţa mai ridicată a temperaturilor negative. Valorile medii anuale din Culoarul Siretului sunt specifice regiunilor de culoar din România (Roboş, 1961, *Clima României*, 2008).

Tabel 51. *Numărul mediu de nopţi cu brumă în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	-	IX	X	XI	XII	An
Adjud	6,4	4,8	6,0	1,9	0,2	-	0,2	4,4	8,4	8,1	40,5
Bacău	6,6	5,6	6,8	3,2	0,4	-	0,5	5,4	7,7	8,0	44,1
Secuieni	3,3	2,6	6,8	3,2	0,5	-	0,9	6,3	7,3	3,8	34,6
Roman	4,6	3,4	5,5	2,4	0,3	-	0,4	6,1	7,9	5,8	36,3

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Valorile extreme anuale coboară în ani specifici la sub 20 de zile (1980, 1966) şi depăşesc 60 de zile în anii care conjugă condiţiile sinoptice favorabile apariţiei acestui fenomen (1992, 1982, 1977).

În medie, ultima brumă se produce în Culoarul Siretului până în a doua decadă a lunii aprilie, iar prima brumă apare în a doua decadă a lunii octombrie (Roboş, 1961, Bogdan & Niculescu, 1999), ceea ce conduce la un număr de 170-180 de zile fără brumă (*Clima României*, 2008), interval ce se suprapune marginal peste durata medie a perioadei de vegetaţie a celor mai multe culturi agricole (Berbecel *et al.*, 1970). Faţă de aceste valori medii, cele mai târzii brume se pot produce până la începutul lui mai, iar cele mai timpurii apar în a doua decadă a lunii septembrie. Probabilitatea de producere a brumei în lunile mai şi septembrie poate sublinia aspectele de risc climatic pe care le implică acest fenomen pentru culturile agricole aflate deja la aceste momente în faze active de vegetaţie. În luna mai probabilitatea de producere a acestui fenomen variază între 11,9% la Adjud şi 26,6% la Bacău, în timp ce în septembrie valorile sale sunt cuprinse între 14,2% la Adjud şi 28,5% la Roman. De altfel, aspectele depresionare ale Culoarului Siretului contribuie la scurgerea aerului rece de pe versanţi, favorizând acumularea acestuia, ceea ce permite apariţia celor mai târzii şi timpurii brume.

Chiar dacă cele mai favorabile condiţii de producere a brumei sunt cele anticiclonale (Bogdan & Niculescu, 1999), brumele cele mai târzii şi timpurii (tab. 52) se produc sub influenţa unor puternice advecţii de aer rece de origine polară cu o extindere mare pe verticală, masele de aer fiind transportate în spatele fronturilor atmosferice reci ale unor cicloni mobili de origine islandeză (Stăncescu & Raţ, 1965). Advecţia aerului polar este mai intensă în condiţiile în

care peste vestul continentului acţionează un câmp de presiune atmosferică ridicată ce are tendinţa de deplasare spre centrul continentului. Această mişcare se produce în tandem cu descendenţa ciclonului mobil atlantic spre SE Europei. De altfel, instalarea condiţiilor anticiclonale este cea care facilitează răcirile radiative intense în lipsa formaţiunilor noroase din cadrul masei de aer proaspăt instalate. De obicei, aceste advecţii determină caracterul singular al producerii brumei din această perioadă, majoritatea cazurilor producându-se într-o singură zi. Masa de aer rece odată instalată se încălzeşte prin contactul cu suprafaţa terestră, astfel încât bruma nu se mai poate produce în cursul nopţilor următoare. În acest context, Culoarul Siretului, prin deschiderea sa spre nord, este foarte receptiv pentru advecţia aerului rece, numărându-se printre regiunile în care se produc cele mai timpurii şi târzii brume din ţara noastră (Stăncescu & Raţ, 1965), aşa cum au fost cazul brumei din intervalul 17-19.IX.1959, respectiv 23-25.V.1955, citate de acelaşi autor.

Tabel 52. *Cea mai târzie şi cea mai timpurie brumă în Culoarul Siretului (1991-2002)*

	Cea mai târzie brumă	Cea mai timpurie brumă	Număr de zile fără brumă
Adjud	25.IV.1991	27.IX.2002	156
Bacău	7.V.1999	22.IX.1997	138
Roman		9.IX.1991	125

IV.7.1.3. Chiciura

Fenomenul de chiciură este specific semestrului rece şi mai ales lunilor de iarnă, contribuind la specificului acestui interval. Depunerile de gheaţă sunt condiţionate de temperatură, umezeală şi vânt, în funcţie de caracteristicile acestora luând naştere fie chiciura moale, fie chicura tare. Cercetările referitoare la condiţiile meteo-climatice din România au subliniat valorile ridicate ale frecvenţei acestui fenomen, asociate celui de ceaţă, în regiunea aferentă aeroportului Bacău (Georgescu *et al.*, 1972).

În lipsa vântului, în condiţii de temperaturi negative şi în condiţiile unei atmosfere umede pe toate tipurile de conductori aerieni se depun cristale de gheaţă ce constituie ***chiciura moale***. Pentru perioada 1991-2002 la Bacău, temperatura medie a zilelor în care s-a produs chiciură moale este de −4,8 °C, iar viteza medie a vântului pentru aceleaşi zile este de 7,7 m/s. În Culoarul Siretului frecvenţa ridicată a calmului atmosferic şi umezeala relativă ridicată din semestrul rece concură la incidenţa ridicată a depunerilor de chiciură moale din regiunile de deal şi podiş ale Moldovei, frecvenţa anuală fiind de peste 7 zile (tab. 53), similară celei obţinute pe baza daelor din anii 1955-1964. Fenomenul este posibil din noiembrie până în martie, excepţional în aprilie, maximul fiind atins în ianuarie (3-4 zile), valorile din decembrie fiind cu puţin mai reduse (2-3 zile). Valorile ceva mai reduse de la Bacău constituie rezultatul combinat al

influenţei topoclimatului urban şi al frecvenţei mai reduse a calmului atmosferic din anotimpul rece.

Tabel 53. *Numărul mediu de zile cu chiciură moale în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	-	XI	XII	An
Adjud	3,6	1,3	0,5	0,0	-	0,5	2,2	8,2
Bacău	2,4	1,2	0,2	0,0	-	0,7	2,8	7,2
Secuieni	3,8	1,3	0,5	0,1	-	1,0	3,2	9,9
Roman	3,3	1,4	0,5	0,0	-	0,5	2,9	8,6

Perioada – Adjud, Bacău, Roman: 1961-2002; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Chiciura tare se formează în condiţii de vânt puternic asociat cu fenomene caracterizate prin prezenţa picăturilor de apă în atmosferă (ceaţă, aer ceţos, burniţă). Analiza condiţiilor termice de la Bacău din zilele cu chiciură tare pe intervalul 1991-2002 indică o temperatură medie a aerului de −2,7 °C, aceasta putându-se produce şi la temperaturi medii diurne pozitive. De asemenea, viteza medie a vântului din zilele cu chiciură tare este de 8,7 m/s. Aşadar, chiciura tare presupune temperaturi mai apropiate de pragul de îngheţ şi viteze mari ale vântului faţă de chiciura moale. Dată fiind frecvenţa ridicată fenomenului de ceaţă în cadrul regiunii pe parcursul semestrului rece, chiciura tare atinge în Culoarul Siretului valorile cele mai ridicate de la exteriroul Carpaţilor româneşti (tab. 54). Valorile mai ridicate din sectorul central (Bacău – 5,8 zile) pot fi corelate cu cele de la Piatra Neamţ (Apostol, 2004), fiind cauzate de caracteristicile umezelii şi particularităţile circulaţiei locale a aerului pe valea Bistriţei.

Tabel 54. *Numărul mediu de zile cu chiciură tare în Culoarul Siretului*

	I	II	III	-	XI	XII	An
Adjud	1,4	0,8	0,1	-	0,4	1,5	4,3
Bacău	2,1	0,9	0,2	-	0,5	2,2	5,8
Secuieni	1,8	1,2	0,2	-	0,9	2,4	6,5
Roman	1,4	0,6	0,2	-	0,2	1,1	3,5

Perioada – Adjud, Roman: 1971-2002; Bacău: 1973-2005; Roman; Secuieni: 1978-1998.

O idee mai detaliată a regimului anual al depunerilor de chiciură este indicat de analiza decadală a duratei acestui fenomen (fig. 128) ce a fost realizată pe baza datelor de observaţie din perioada 1991-2005. Se poate constata în acest fel că intervalul cu incidenţă maximă este cuprins între ultima

decadă a lunii noiembrie şi ultima decadă a lunii ianuarie. De altfel, acesta reprezintă intervalul cel mai favorabil din punct de vedere sinoptic pentru apariţia chiciurii deoarece cumulează temperaturile negative cu valorile mai ridicate ale umezelii aerului. Din luna februarie, chiar dacă temperaturile rămân favorabile, umezeala aerului scade considerabil faţă de intervalul precedent. Valorile maxime sunt atinse în a doua decadă a lunii ianuarie, pe fondul atingerii minimului termic anual. Durata cumulată anuală a depunerilor de chiciură creşte de la sud la nord (Adjud 134,9 ore, Bacău 146,6 ore şi Roman 160,6 ore) în mod similar cu frecvenţa numărului de zile cu acest fenomen.

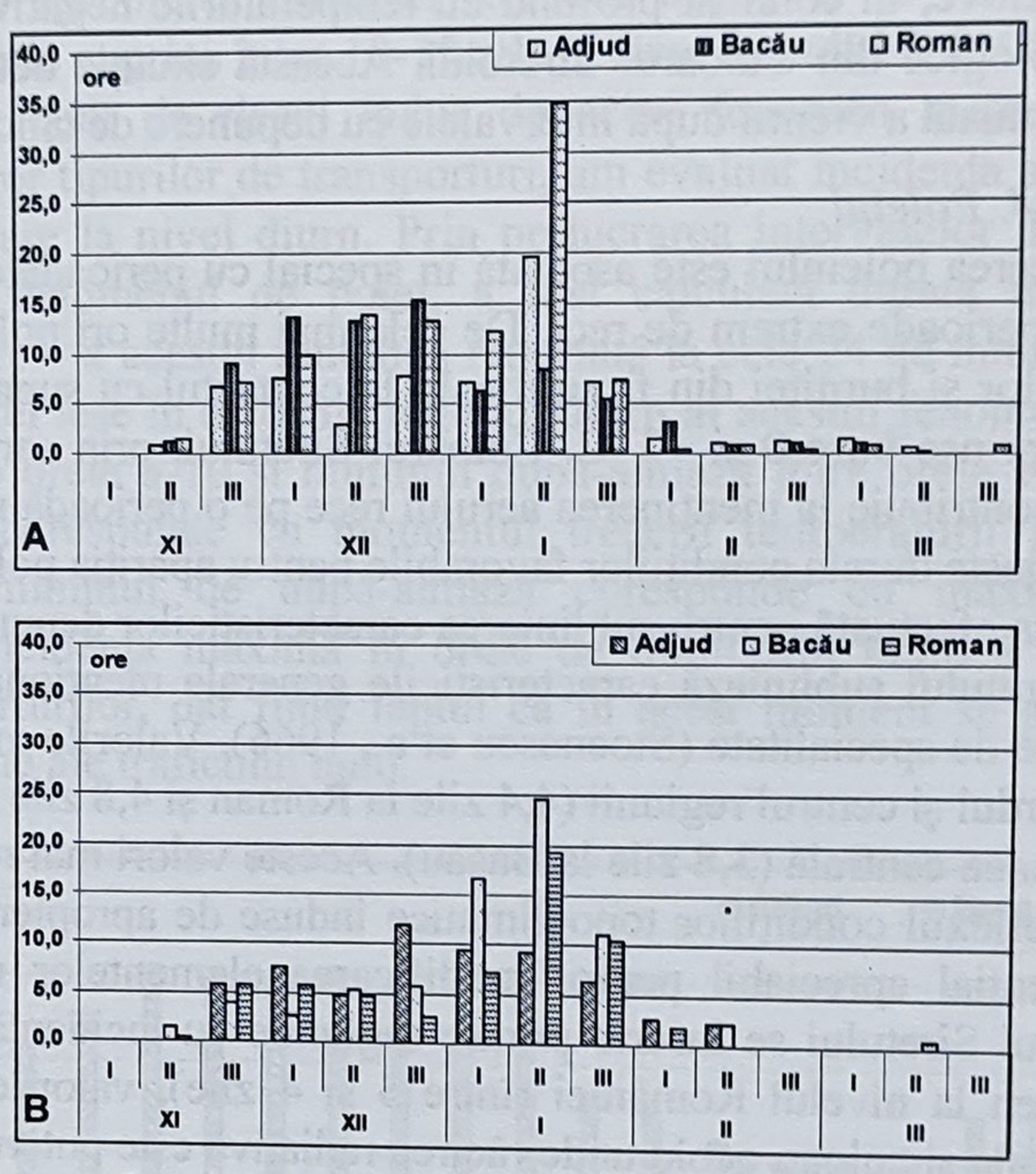


Fig. 128. *Durata decadală (oră şi zecimi) a depunerilor de chiciură moale (A) şi chiciură tare (B) în Culoarul Siretului (1991-2002)*

Aceste fenomene apar şi se dezvoltă în ***condiţii sinoptice*** caracteristice, care constau în modificarea trăsăturilor câmpului baric prin înlocuirea unui individ anticiclonal cu unul ciclonal sau invers, ceea ce determină îngheţul şi sublimarea vaporilor de apă care dau naştere la întregul cortegiu de depuneri (Bălescu, 1962). Prin analiza condiţiilor sinoptice ale perioadelor în care s-au înregistrat depuneri de chiciură în Culoarul Siretului se pot desprinde câteva concluzii.

În primul rând, cele mai favorabile condiţii barice pentru apariţia chiciurii sunt cele anticiclonale. În astfel de situaţii presiunea atmosferică la nivelul României ajunge la 1030-1035 mb (20-21.I.1991, 20-25.I.1997), valorile ridicate de presiune fiind în strânsă legătură cu persistenţa fenomenului. Numărul maxim

de zile consecutive cu depuneri de chiciură variază între 2-3 zile în noiembrie şi februarie, 3-4 zile în decembrie şi peste 4 zile în ianuarie; cel mai lung interval de acest fel s-a întregistrat la Bacău în intervalul 11-21.I.2002. Originea acestor anticicloni este cât se poate de variată fiind fie vorba de dorsala Voeikov extinsă peste România, fie de anticiclonul est-european extins peste jumătatea de est a Europei, fie de dorsale de origine azorică prelungite în interiorul continentului.

O altă caracteristică a situaţiilor sinoptice în care se produc depunerile de chiciură o reprezintă inversiunile termice extinse pe grosime mare în troposferă. De cele mai multe ori, hărţile de topografie barică la nivelul de 850 hPa indică temperaturi pozitive, în contrast profund cu temperaturile negative înregistrate la staţiile meteorologice din Culoarul Siretului. Această situaţie determină de altfel încălzirea accentuată a vremii după intervalele cu depunere de chiciură.

IV.7.1.4. Poleiul

Producerea poleiului este asociată în special cu perioadele de încălzire ce urmează unor perioade extrem de reci. De cele mai multe ori poleiul provine din îngheţarea ploilor şi burniţei din frontul cald la contactul cu suprafaţa terestră, la temperaturi cuprinse între 0 şi −3 °C. Culoarul Siretului, prin caracteristicile sale depresionare, contribuie la menţinerea aerului rece pe o perioadă mai îndelungată, ceea ce prelungeşte durata condiţiilor favorabile pentru apariţia poleiului.

Analiza efectuată pentru sublinierea caracteristicilor depunerilor de gheaţă în Culoarul Siretului subliniază caracteristicile generale menţionate până în prezent în lucrările de specialitate (Stoenescu et a., 1966). Valorile medii anuale sunt mai mari în nordul şi centrul regiunii (4,4 zile la Roman şi 4,8 zile la Adjud) şi mai reduse în regiunea centrală (3,8 zile la Bacău). Aceste valori mai reduse reprezintă cu siguranţă reflexul condiţiilor topoclimatice induse de apropierea de un centru urban cu potenţial apreciabil pentru modificarea elementelor meteo-climatice. Astfel, Culoarul Siretului se înscrie printre regiunile cu incidenţă intermediară a acestui fenomen la nivelul României (între 3 şi 4 zile), valorile fiind specifice regiunilor de vale şi culoar, acolo unde răcirea radiativă este puternică şi umezeala aerului mare (*Geografia României*, vol. I, 1983), factori ce constituie elemente de favorabilitate pentru apariţia poleiului (tab. 55).

Tabel 55. *Numărul mediu de zile cu polei în Culoarul Siretului*

	I	II	III	-	X	XI	XII	An
Adjud	1,6	1,0	0,3	-	0,0	0,3	1,6	4,8
Bacău	1,3	0,7	0,3	-	0,1	0,3	1,1	3,8
Secuieni	0,9	0,4	0,2	-	0,0	0,4	1,3	3,1
Roman	1,7	0,4	0,4	-	0,0	0,4	1,5	4,4

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Aceste fenomene au frecvenţa cea mai mare în lunile decembrie şi ianuarie (Bogdan & Niculescu 1999), dar se poate produce în toate lunile anotimpului de iarnă şi doar în situaţii extraordinare în anotimpurile de tranziţie (noiembrie şi martie).

Faţă de aceste valori medii există unii ani în care numărul de cazuri este peste medie; astfel, cel mai mare număr de zile cu polei s-a înregistrat în anii 1936, 1963, 1966 şi 1969 (Apostol, 2004), însă pe ansamblu, numărul total al zilelor cu polei este cu mult mai mare, putând ajunge la 20 de zile anual (Ţepeş, 1972). Numărul maxim anual de zile cu polei în Culoarul Siretului scade de la sud la nord, în apropierea Câmpiei Române depăşind 15 zile, iar în sectorul central nordic este cuprins între 10-15 zile (*Clima României*, 2008).

Ţinând cont de riscul indus de acest fenomen meteorologic asupra siguranţei tuturor tipurilor de transporturi, am evaluat incidenţa acestui fenomen pe intervale orare la nivel diurn. Prin prelucrarea intervalelor diurne în care a fost semnalat fenomenul de polei, a fost calculată durata medie anuală – exprimată în ore – a acestui fenomen raportată la cele 24 de intervale orare (fig. 129). În acest fel iese în evidenţă regimul diurn al acestui fenomen, cu maximul dimineaţa între orele 5-10 şi minimul după-amiaza între orele 14-17. Maximul de dimineaţă corespunde cu momentul trecerii temperaturii prin pragul de dezgheţ, iar minimul de după-amiază corespunde cu maximul diurn de temperatură. Incidenţa maximă în orele de dimineaţă implică un risc ridicat asupra transporturilor, dat fiind faptul că în acest moment se atinge unul din maximele diurne ale traficului auto.

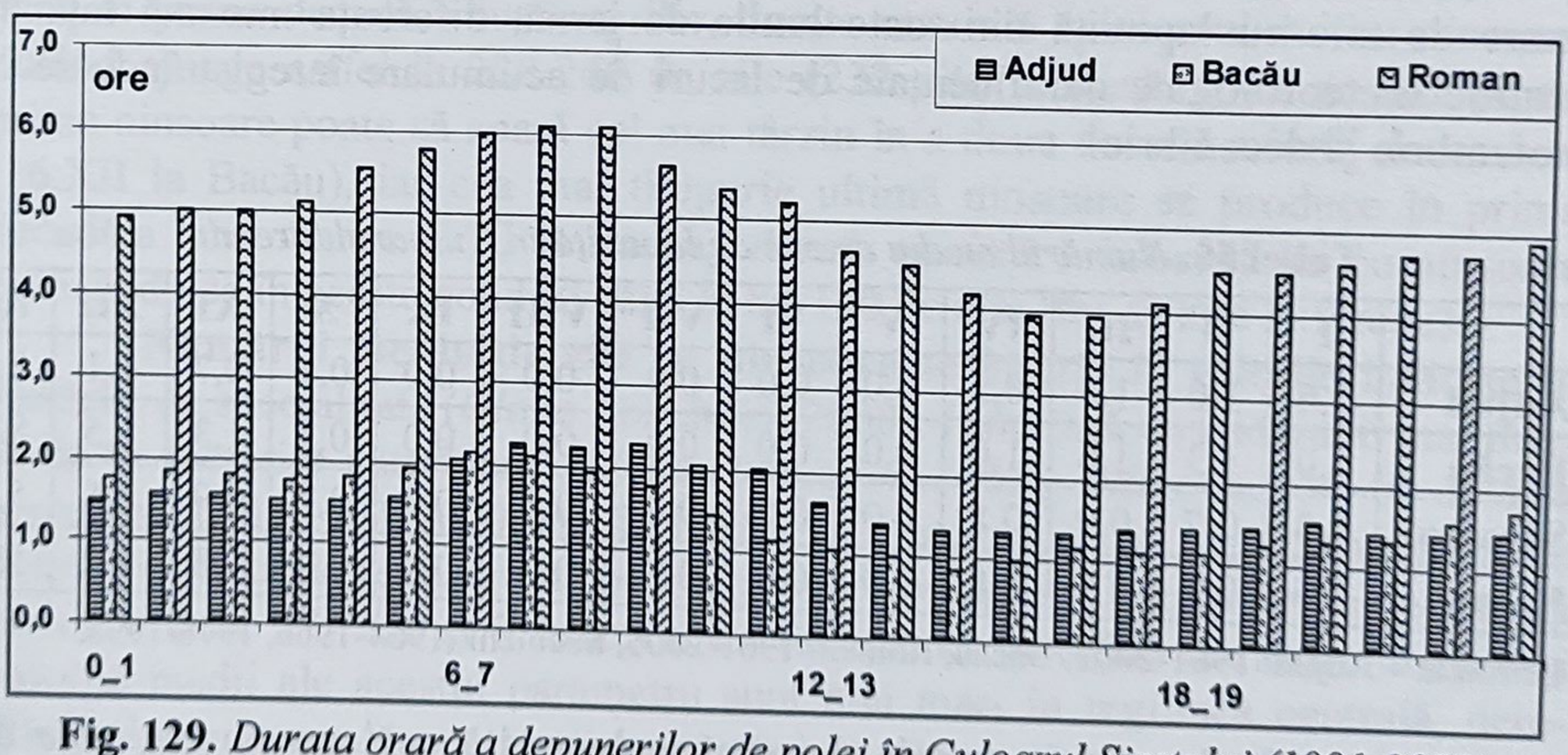


Fig. 129. *Durata orară a depunerilor de polei în Culoarul Siretului (1991-2002)*

Durata maximă a unui astfel de fenomen este apreciată în literatura de specialitate la 100 de ore (Bogdan & Niculescu, 1999), însă pentru perioada 1991-2002, la nivelul regiunii analizate, durata maximă a ajuns la Roman la 341,5 ore (intervalul 27.XII.1995, orele 3^{00} – 10.I.1996, orele 8^{30}). Durata medie

calculată pe aceeaşi perioadă înregistrează mari diferenţieri între nordul regiunii şi sectorul central-sudic, durata medie anuală fiind de 119,2 ore la Roman, 36,0 ore la Bacău şi 39,1 ore la Adjud. Această diferenţă poate fi interpretată, parţial, ca o expresie a condiţiilor topoclimatice în care sunt amplasate cele 3 staţii meteorologice, dar exprimă şi diferenţieri impuse de diferenţierile latitudinale, acestea conducând la diferenţieri foarte mari în persistenţa aceluiaşi episod meteorologic de la N la S.

Diametrul maxim al depunerii de polei în combinaţie cu cele de chiciură depăşeşte 50 mm (Bogdan & Niculescu, 1999).

IV.7.1.5. Lapoviţa şi aversa de lapoviţă

Aceste fenomene caracterizează semestrul rece, şi mai ales lunile de tranziţie, putând fi posibile şi în prima decadă a lunii aprilie. În intervalul 1961-2005, lapoviţa s-a produs de la sfârşitul lui octombrie până la începutul lui aprilie.

Numărul mediu anual de zile cu lapoviţă nu înregistrează variaţii semnificative în funcţie de latitudine şi nici chiar în funcţie de altitudine, valorile specifice regiunii fiind de 5-6 zile anual (tab. 56). Ies în evidenţă valorile ridicate de la Bacău ce pot reprezenta un efect combinat al efectelor topoclimatului urban, dar şi al influenţei directe a lacurilor de acumulare de pe Bistriţa. Considerăm că lacurile de acumulare reprezintă principala cauză a acestor valori, sprijinindu-ne în această concluzie pe valorile similare de la staţii meteorologice situate în apropierea unor întinderi lacustre, precum Podu Iloaiei sau Iaşi (Mihăilă, 2006). Amprenta climatică a acestor lacuri este dată de numărul mai mare de zile cu lapoviţă din toate lunile de iarnă, diferenţa maximă faţă de staţiile meteorologice neinfluenţate de lacuri de acumulare înregistrându-se în noiembrie şi decembrie.

Tabel 56. *Numărul mediu de zile de lapoviţă în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,6	1,0	1,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,7	1,1	5,4
Bacău	1,0	1,3	1,6	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	1,5	8,0
Secuieni	0,8	0,7	0,9	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,9	1,5	5,7
Roman	0,6	0,9	0,9	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,8	1,2	5,4

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005, Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Numărul maxim anuale de zile cu lapoviţă este pentru regiunea de deal de 2-3 ori mai mare decât numărul mediu anual (Bogdan, 1978), ajungând la 12 zile la Adjud, 16 zile la Bacău şi 17 zile la Roman.

Numărul anual de zile cu aversă de lapoviţă este foarte redus fenomenul fiind dependent de caracteristici sinoptice care nu se suprapun foarte frecvent:

temperaturi în jurul pragului de îngheţ şi precipitaţii de origine convectivă. Cu toate acestea, valorile mai mari ale numărului de zile cu aversă de lapoviţă din nordul regiunii (cca 1 zi pe an) indică incidenţa mai mare în acest sector a precipitaţiilor generate de norii cu dezvoltare verticală. Această distribuţie poate indica faptul că fronturile reci – cărora le sunt specifici norii Cumulonimbus – pătrund mai frecvent în nordul ţării, fiind legate de ciclonii mobili islandezi care pătrund în interiorul continentului, ajungând în regiunea României pe la N de Carpaţi.

IV.7.1.6. Ninsoarea şi aversa de ninsoare

Ninsoarea şi aversa de ninsoare reprezintă parametri definitorii sub aspect climatic ai semestrului rece. În condiţiile în care aceste fenomene se produc foarte târziu primăvara sau foarte timpuriu toamna, aspectele de risc climatic asupra culturilor agricole poate fi considerabil.

Evaluările recente asupra acestor parametri (*Clima României*, 2008) subliniază că *data medie de apariţie a primei ninsori* în Culoarul Siretului se produce decalat, din prima decadă a lunii noiembrie în nord şi centru (7.XI la Bacău) spre a doua decadă a aceleiaşi luni, în sud. *Data medie de producere a ultimei ninsori* se produce decalat, din prima decadă a lunii aprilie în sud şi centru (7.IV la Bacău) spre a doua decadă a aceleiaşi luni în nord. În acest interval, durata medie a intervalului în care sunt posibile precipitaţiile sub formă de ninsoare poate fi estimată la 140-160 de zile (152 zile la Bacău).

Faţă de situaţia medie, prima ninsoare se poate produce cel mai timpuriu din prima decadă a lunii octombrie, fără să conducă la instalarea stratului de zăpadă, iar cea mai târzie ultimă ninsoare poate să apară, în mod excepţional, până în prima decadă a lunii aprilie, durata maximă a intervalului cu ninsoare putând ajunge astfel la 220-240 de zile (232 zile la Bacău). Pe de altă parte, prima ninsoare poate să apară cel mai târziu în a doua decadă a lunii decembrie (16.XII la Bacău), iar cea mai timpurie ultimă ninsoare se produce în prima decadă a lunii martie (3.III la Bacău), durata minimă a intervalului cu ninsoare reducându-se în aceste condiţii până la 80-100 de zile (89 de zile la Bacău).

Numărul mediu de zile cu ninsoare se înscrie în valorile indicate în lucrările de specialitate (*Clima României*, 2008), fiind însă considerabil mai mari decât în lucrările anterioare (*Clima României*, 1962), diferenţa (30-40 de zile pentru perioada 1961-2000 faţă de 1896-1955) provenind cu siguranţă din metodologia diferită de realizare a observaţiilor asupra acestui fenomen în cele două perioade (tab. 57). Ca şi în cazul altor fenomene specifice semestrului rece şi valorile medii ale acestui parametru sunt mai mari în regiunea centrală, dereglând regula generală a creşterii numărului de zile cu ninsoare de la sud la nord.

Numărul mediu de zile cu ninsoare este influenţat vizibil şi de altitudine. Astfel, putem estima că în nordul regiunii acesta creşte cu aproximativ 7-8 zile /100 m (28,5 zile la Secuieni şi 37,2 zile la Roman), dar în sectorul central variaţiile altitudinale dispar (valorile de la Plopana şi Bacău pe aceeaşi perioadă de observaţie sunt egale). Această lipsă a variaţiilor altitudinale din sectorul

central poate fi explicat prin rolul combinat al topoclimatului urban – ce generează un număr mai mare de nuclee de condensare – şi al circulaţiei locale din lungul văilor Bistriţei şi Siretului. În condiţii de circulaţie nordică această canalizare pe cele două văi poate genera condiţii de turbulenţă şi amestec ce constituie o premisă pentru condensare şi producerea precipitaţiilor.

Tabel 57. *Numărul mediu de zile cu ninsoare în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	7,4	7,5	5,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	2,5	5,9	29,1
Bacău	10,1	9,8	6,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	3,7	7,7	38,9
Secuieni	7,0	7,9	4,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	5,6	28,5
Roman	8,5	8,1	5,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	3,3	6,8	33,1

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005, Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Numărul maxim anual de zile cu ninsoare, apreciat la nivelul semestrului rece din ani succesivi, a ajuns în 1995-1996 la 51 de zile la Adjud şi 73 de zile la Bacău, iar în 1962-1963 la 56 de zile la Roman. Numărul minim ajunge la 10-15 zile la Roman şi Adjud (2000-2001) şi la 21 de zile la Bacău (1976-1977).

Regimul anual al zilelor cu ninsoare scoate în evidenţă valorile maxime în ianuarie (Bacău şi Roman), dar şi în februarie (Secuieni şi Adjud). În aceste luni probabilitatea ca într-o zi să se înregistreze ninsoare este de 25-30%.

Numărul de zile cu aversă de ninsoare creşte de la sud la nord (tab. 58) în mod similar numărului de zile cu aversă de lapoviţă, cauzele acestei distribuţii fiind discutate anterior. Regimul anual al acesor zile scoate în evidenţă valorile maxime în luna martie, aversele de ninsoare fiind mai frecvente la sfârşitul iernii, deoarece în această perioadă gradul de instabilitate este mai ridicat decât în restul semestrului rece, ceea ce permite dezvoltarea norilor Cumulonimbus chiar în cadrul fronturilor reci.

Tabel 58. *Numărul mediu de zile cu aversă de ninsoare în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7
Bacău	0,8	1,0	1,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,5	0,7	5,1
Secuieni	0,6	0,5	0,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,7	3,3
Roman	1,1	1,2	1,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,8	1,0	6,4

Perioada – Adjud, Roman: 1961-2002; Bacău: 1973-2005, Secuieni: 1964-1966, 1978-1998

Numărul maxim anual de zile cu aversă de ninsoare creşte de la sud la nord, cele mai mari valori înregistrându-se în regiunea de confluenţă dintre Bistriţa şi Siret (24 de zile la Bacău în iarna 1998-1999). Spre deosebire de

numărul ridicat de zile cu ninsoare, ce caracterizează iernile reci şi foarte reci, numărul ridicat de zile cu aversă de ninsoare constituie o particularitate a iernilor calde, în care gradul de instabilitate este mai ridicat. Acest comportament faţă de temperatură este demonstrat şi de iarna 1998-1999, indicată mai sus, iarnă care a fost cunoscută pe plan internaţional ca fiind una dintre cele mai calde ale ultimului secol.

Media anuală a **duratei ninsorii şi aversei de ninsoare** respectă acelaşi model de distribuţie spaţială ca şi numărul mediu de zile cu ninsoare (tab. 59), cu aceeaşi abatere pozitivă de la creşterea de la sud la nord, din sectorul central. Faptul că aceeaşi abatere pozitivă a fost constatată şi în Subcarpaţii Moldovei, la Piatra Neamţ (Apostol, 2004), subliniază rolul climatogenetic pe care îl deţine valea Bistriţei în dezvoltarea unei circulaţii locale ce se resimte mai puternic în semestrul rece şi afectează caracteristicile cantitative ale tuturor fenomenelor specifice acestei perioade din an.

Tabel 59. *Durata medie a ninsorii şi aversei de ninsoare (ore şi zecimi) în Culoarul Siretului (1975-2000)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	34,7	43,3	25,6	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	18,1	30,9	156,6
Bacău	56,9	63,7	41,9	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	35,1	49,5	258,8
Roman	44,6	50,5	30,2	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	28,7	44,7	206,4

Regimul anual al duratei medii a ninsorii şi aversei de ninsoare prezintă un maxim generalizat în luna februarie, în ciuda duratei mai reduse a acestei luni. Instabilitatea atmosferică mai accentuată, frecvenţa mai ridicată a ciclonilor mediteraneeni şi gradul mai mare de încălzire a suprafeţei terestre faţă de celelalte luni de iarnă conduc, în mod coroborat, la atingerea acestui maximum. Raportat la durata ploii şi aversei de ploaie, durata ninsorii şi aversei de ninsoare este de 68% la Roman, 55% la Adjud şi 40,2% la Bacău, valori foarte ridicate pentru regiunile de deal şi de podiş.

IV.7.1.7. Viscolul

Viscolul reprezintă spulberarea puternică a zăpezii de către vânt, astfel încât vizibilitatea scade extrem de mult, iar aprecierea privind căderea concomitentă a zăpezii este dificilă (Ciulache, Ionac, 2003). Se disting mai multe tipuri de viscol: viscol general, viscol cu transport de zăpadă la sol, viscol cu transport de zăpadă în altitudine (Ţâştea *et al.*, 1965, Bogdan, 1978). În observaţiile meteorologice – în special în cele de după 1960 – viscolul se identifică cu transportul de zăpadă la înălţime (*Clima României*, 2008).

Situaţiile sinoptice favorabile apariţiei viscolului pe teritoriul României sunt cele în care deasupra Europei Centrale şi de Vest acţionează un brâu de mare presiune atmosferică sau o serie de anticicloni, concomitent cu dezvoltarea

unui câmp ciclonal peste partea de răsărit a Mării Mediterane şi deasupra Mării Negre (Bălescu & Beşleagă, 1962, Bogdan-Şeitan, 1969). În astfel de condiţii, între masele de aer rece de la sol, vehiculate de aria anticiclonică de la nord şi aerul cald şi umed antrenat de către ariile depresionare din sud, se creează o zona frontală cu contraste termice foarte mari ce determină ninsori abundente însoţite de vânt (Donisă & Erhan, 1974). În aceste situaţii, contrastul termic dintre cele două mase de aer este foarte mare, 20-25 °C iar pe orizontală atinge 2-3 °C (Bogdan & Niculescu, 1999). Acest contrast furnizează toată energia care alimentează manifestările specifice viscolului. Un exemplu tipic pentru condiţiile sinoptice care conduc la apariţia şi dezvoltarea viscolului este cel din ultima decadă a lunii ianuarie 2004 (fig. 130).

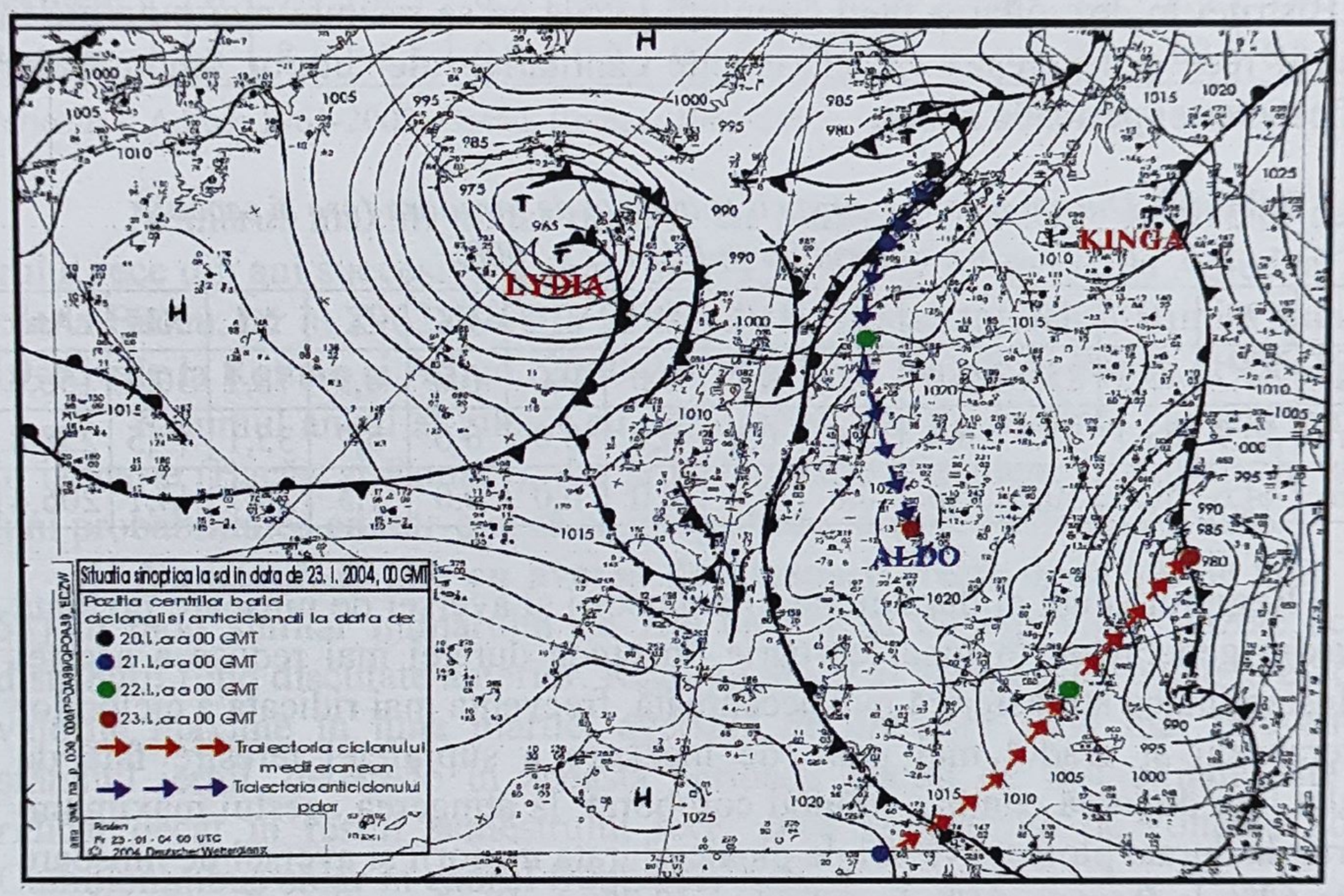


Fig. 130. *Situaţia sinoptică la sol în perioada 20-24 ianuarie 2004 (Sfîcă, 2005; hartă prelucrată după DWD)*

Pentru regiunile de deal şi de podiş ale ţării, viscolul este posibil din ultima parte a lunii octombrie (viscolul din 25-27 octombrie 1912) şi până la jumătatea lunii aprilie (15 aprilie 1974) (Bogdan & Niculescu, 1999). În acest interval, din numărul total de cazuri de viscol care s-au produs în România, 52,7% s-au produs în lunile ianuarie şi februarie, cu un uşor avantaj al celei din urmă. De aceea, într-o bună masură, iarna capătă o intensitate mai mare în a doua parte a anotimpului, tocmai pe fondul producerii viscolului (Bălescu & Beşleagă, 1962). Pentru perioada mai recentă, din 1961 până în 2005, la nivelul Culoarului Siretului (tab. 60), transportul de zăpadă la înălţime s-a produs în intervalul noiembrie-martie, maximul fiind atins în luna ianuarie. În Culoarul

Siretului se înregitrează anual un număr de 1-3 zile cu transport de zăpadă la înălţime, valori intermediare între arealul cu frecvenţă redusă din Subcarpaţii Moldovei şi Podişul Bârladului (*Clima României*, 2008). De altfel, Culoarul Siretului este încadrat în regiunea cu vulnerabilitate intermediară a viscolului (Bogdan & Niculescu, 1999). De altfel, considerăm că riscurile induse de producerea viscolului pot să aibă un impact economic semificativ la est de Carpaţi începând cu această regiune.

Tabel 60. *Numărul mediu de zile cu zăpadă la înălţime în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,4	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	1,4
Bacău	0,8	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	2,1
Roman	0,6	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	1,8

Perioada – Adjud: 1971-2002; Bacău, Roman: 1961-2005.

Tabel 61. *Durata medie a transportului de zăpadă la înălţime (ore şi zecimi) în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	2,3	3,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,8	9,5
Bacău	1,0	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,2	3,3

Caracteristica de bază a perioadelor de viscol o constituie intensificare vântului, viteza sa medie fiind cuprinsă între 40 şi 55 km/h (Bălescu & Beşleagă, 1962), direcţia predominantă în Culoarul Siretului fiind nordul. Viteza maximă a vântului pe timp de viscol atinge valori medii de 50-65 km/h şi chiar până la 72 km/h în regiunile din faţa lanţului carpatic (Ciovică & Beşleagă, 1973), iar vitezele maxime absolute au atins în partea de est a României 200 km/h la viscolul din 4-7.I.1966 (Erhan, 1979). Efectele negative ale viscolului cresc atunci cand fenomenul este asociat şi cu alte fenomene periculoase, precum chiciura şi depunerile de polei. Acesta a fost cazul viscolului din luna februarie 1956 (*Clima României*, 1962).

Valorile medii, lunare sau anuale, ale duratei transporului de zăpadă la înălţime nu sunt cele mai expresive pentru definirea caracteristicilor viscolului. Totuşi, din datele disponibile (tab. 61) iese în evidenţă scăderea de la S la N în cadrul regiunii a acestei durate, ceea ce corespunde cu frecvenţa şi intensitatea mai ridicate ale fenomenului la contactul cu estul Câmpiei Române, regiune ce constituie „arena principală de manifestare a viscolului" din România (Bogdan & Niculescu, 1999). Durata maximă a transportului de zăpadă în altitudine pentru Culoarul Siretului – identificată pentru perioada 1991-2002 – a fost de 28 de ore, fiind înregistrată la Roman în perioada viscolului din 8-9.III.1993.

Caracteristicile fizico-geografice ale Culoarului Siretului şi în special dispunerea de la nord la sud, favorabilă canalizării vântului în situaţiile de viscol, amplifică modurile în care se manifestă viscolul în aceasta regiune.

Aspectele de risc implicate de viscol sunt determinate în primul rând de efectul de răcire pe care le deţine vântul în combinaţie cu temperaturile reduse. Astfel, pentru viscolul din intervalul 24-27.I.2004, în condiţiile în care temperatura era cuprinsă între −5 şi −10 °C, iar viteza vântului varia între 10-12 m/s, valorile rezultate ale indicelui de răcire coborau în Culoarul Siretului până la −30 (Sfîcă, 2005). În al doilea rând, pentru sectorul transporturilor, aspectele de risc deţinute de viscol glisează dinspre viteza cu care bate vântul spre scăderea accentuată a vizibilităţii. Efectele dăunătoare ale viscolelor constau, mai ales, din înzăpezirea căilor ferate şi a şoselelor, ca şi din perturbarea circulaţiei în oraşe, în deteriorarea liniilor aeriene, de energie electrică şi de comunicaţii etc. (*Clima României*, 1962, *România. Mediul şi reţeaua electrică de transport. Atlas geografic*, 2004).

Artera de circulaţie Bucureşti-Buzău-Suceava care se suprapune şi peste Culoarul Siretului, este una dintre cele mai vulnerabile din ţară la acţiunea acestui fenomen meteorologic. Cele mai violente viscole, o fac impracticabilă pe o perioadă ce poate atinge 7-10 zile consecutive (Bogdan & Niculescu, 1999) din cauza înzăpezirilor.

Pe baza unei evaluări elementare, au fost identificate mai multe sectoare ale reţelelor de comunicaţie care sunt foarte vulnerabile la înzăpezire în timpul viscolului, cum ar fi: sectoarele de şosea adăpostite sau cele în debleu, sectoarele situate la racordul frunţii de terasa cu podul teraselor din lungul râurilor, sectoarele care traversează sate izolate etc. (Sfîcă, 2005).

IV.7.1.8. Stratul de zăpadă

Stratul de zăpadă apare ca dată medie cu circa două săptămâni mai târziu decât data de producere a primelor ninsori şi dispare cu aceeaşi perioadă înainte de producerea ultmei ninsori (*Clima României*, 1962).

Conform evaluărilor recente din *Clima României*, 2008, data medie de apariţie a primului strat de zăpadă în Culoarul Siretului se produce decalat pe parcursul celei de-a treia decade a lunii noiembrie, la Bacău acesta instalându-se începând cu 28.XI. În ciuda extinderii în latitudine a regiunii, primul strat de zăpadă se instalează generalizat pe teritoriul Culoarului Siretului, diferenţa constând mai degrabă în grosimea stratului de zăpadă depus. Spre deosebire de primul strat de zăpadă, dispariţia ultimului strat de zăpadă se produce decalat, din a doua decadă a lunii martie în sud, până spre sfârşitul lunii în nord, pentru Bacău această dată este evaluată la 29.III. În acest interval, durata medie a stratului de zăpadă poate fi evaluată la 100-120 de zile, cu valorile mai mari, cum este şi normal, în nordul regiunii. Cel mai timpuriu, stratul de zăpadă se poate instala de la sfârşitul lunii octombrie (28.X la Bacău), iar cel mai târziu

poate dispărea la sfârşitul lunii aprilie (23.IV la Bacău), ceea ce înseamnă o durată maximă ce variază între 160-180 de zile (*Clima României*, 2008). Cel mai târziu stratul de zăpadă poate să apară în ultima decadă a lunii decembrie şi dispare cel mai degrabă, în a doua decadă a lunii ianuarie, adică o durată minimă de 50-70 de zile (55 de zile la Bacău).

Aceste date, obţinute pe o perioadă recentă, nu diferă foarte mult de cele redate în *Clima României*, vol. II, pentru o perioadă cu totul diferită (1926-1955), fapt ce demonstrează că, cel puţin pentru moment, schimbările climatice globale se manifestă mai degrabă în plan cantitativ, trăsăturile climatice de ansamblu au rămas, calitativ, aceleaşi.

Numărul mediu de zile cu strat de zăpadă prezintă o distribuţie spaţială ce se află în strânsă corelaţie cu cea a temperaturii aerului ce variază de la 52 de zile la Adjud şi 70 de zile la Roman (tab. 62), durată ce corespunde cu durata minimă a apariţiei şi dispariţiei stratului de zăpadă în cadrul regiunii. Comparativ, valorile de la Roman pentru perioada 1926-1955, sunt chiar mai mici (65,7 zile), ceea ce întăreşte ideea subliniată anterior. Valoarea maximă lunară este atinsă în ianuarie, lună în care stratul de zăpadă odată instalat poate persista o perioadă mai mare de timp în condiţiile de temperatură specifice acestei luni. Acumularea stratului de zăpadă în primele două luni de iarnă conduce şi la valorile ridicate din luna februarie, aceeaşi explicaţie fiind valabilă şi pentru valorile din luna martie.

Tabel 62. *Numărul mediu de zile cu strat de zăpadă în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	-	X	XI	XII	An
Adjud	16,2	15,1	7,3	0,4	-	0,0	2,5	10,7	52,3
Bacău	19,3	17,0	9,3	0,6	-	0,0	3,8	13,4	63,5
Secuieni	19,2	19,5	10,0	0,7	-	0,1	5,6	15,8	70,9
Roman	20,6	18,8	9,9	0,8	-	0,1	4,4	14,7	69,2

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1978-1998.

Tabel 63. *Grosimea medie a stratului de zăpadă (cm) în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Adjud	3,8	4,6	1,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,4
Bacău	5,9	7,6	4,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	3,7
Roman	5,9	6,6	3,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	3,3

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1984-2005.

Numărul maxim anual de zile cu strat de zăpadă depăşeşte 100 de zile în iernile reci şi cu persistenţă ridicată a temperaturilor negative, aşa cum este cazul

iernii 1995-1996 când s-a ajuns la 123 de zile la Adjud, 130 de zile la Bacău şi 115 zile la Roman.

Grosimea medie a stratului de zăpadă atinge valorile maxime în luna februarie, pe ansamblul regiunii, ceea ce denotă condiţiile termice favorabile acumulării şi persistenţei zăpezii la sol pe parcursul lunilor de iarnă. De altfel, o expresie mai clară a acestor condiţii este redată de grosimea medie mai mare din luna martie faţă de luna decembrie (tab. 63). Grosimea medie decadică atinge valorile maxime de la începutul lunii ianuarie până în prima decadă a lunii martie. În acest interval, grosimea depăşeşte 6-7 cm în sectorul central-nordic al Culoarului Siretului, iar în sud se menţin peste 5 cm.

Grosimea maximă lunară a stratului de zăpadă la Bacău, pentru perioada de observaţie 1961-2000, a atins 60 cm în ianuarie 1963, respectiv 63 cm în februarie 1963, iar în intervalul noiembrie-martie grosimea maximă este de peste 20 cm (*Clima României*, 2008), în timp ce la Roman grosimea maximă pentru intervalul 1926-1955 a fost de 74 cm în prima decadă a lunii ianuarie 1954 (*Clima României*, vol. II). Aceste valori sunt valabile pentru întreaga regiune, neexistând diferenţieri latitudinale ci doar altitudinale, pe culmile interfluviale toţi parametri stratului de zăpadă având valori mai mari.

IV.7.1.9. Ceaţa

Ceaţa reprezintă pentru Culoarul Siretului un fenomen climatic de maximă importanţă, care contribuie din plin la conturarea individualităţii climatice a regiunii în context regional şi naţional.

Importanţa acestui element este cu atât mai mare cu cât ceaţa este un fenomen inclus în categoria riscurilor climatice, în special prin influenţa nefastă asupra transporturilor, dar şi sub aspect biometeorologic, prin rolul pe care îl deţine în acutizarea afecţiunilor respiratorii (Bălteanu *et al.*, 2000).

Culoarul Siretului prezintă o serie de caracteristici fizico-geografice care facilitează atingerea pragului de saturare a vaporilor de apă la contactul cu suprafaţa subiacentă. Dintre aceste caracteristici, cea mai importantă poate fi considerată cea referitoare la condiţiile depresionare, acestea contribuind la frecvenţa ridicată a calmului atmosferic. Calmul atmosferic înlesneşte saturarea vaporilor de apă situaţi în imediata apropiere a suprafeţei terestre, fapt ce se soldează cu apariţia ceţii de radiaţie. De altfel, este cunoscut că 42% din cazurile de ceaţă semnalate la Bacău se produc în condiţii de calm atmosferic (Grama, 1960). În al doilea rând, regiunea se desfăşoară în lungul râului cu cel mai mare debit dintre râurile interne – Siret – având o suprafaţă evaporantă apreciabilă, la care se adaugă şi suprafeţele umede conexe râului care se mai păstrează în ciuda măsurilor de desecare. Un rol important ca suprafaţă evaporantă îl deţin şi acumulările lacustre de pe Siret, precum şi cele de pe Bistriţa. Tuturor acestor factori li se adaugă rolul pe care îl deţin regiunile de confluenţă şi cele de pătrundere a văilor afluenţilor carpatici ai Siretului în cadrul regiunii. Condiţiile de turbulenţă din aceste regiuni pot contribui la amestecul maselor de aer, ceea

ce se poate solda cu atingerea pragului de saturare şi apariţia ceţii (Apostol & Sfîcă, 2008).

Condiţiile meteorologice favorabile apariţiei ceţii sunt legate de temperaturile apropiate punctului de îngheţ, 66% din cazurile de ceaţă înregistrându-se la temperaturi cuprinse între −6 °C şi +6 °C (Grama, 1960). În condiţii de calm atmosferic ceaţa se poate forma în urma proceselor radiative sau a celor de evaporaţie, de cele mai multe ori cele două îmbinându-se în formarea şi, mai ales, în persistenţa ceţii. Ceaţa se poate produce şi în condiţii de advecţie, legată de pasajul fronturilor atmosferice, advecţiile sudice fiind cele mai favorabile apariţiei ceţii în Culoarul Siretului, la Bacău 42,9% din cazurile de ceaţă producându-se în condiţiile în care vântul suflă din direcţie sudică (Grama, 1960). Ţinând cont că acelaşi autor precizează că doar 7% din cazurile de ceaţă sunt asociate cu căderea concomitentă a precipitaţiilor, putem deduce că, de cele mai multe ori, ceaţa de advecţie apare în sectorul cald al unor cicloni atlantici sau la periferia vestică a unor anticicloni mobili ce traversează Europa de la vest la est. O caracteristică a producerii ceţii în Culoarul Siretului este producerea acestui fenomen la viteze mari ale vântului, 26,7% din cazurile de ceaţă fiind semnalate la viteze cuprinse între 4-8 m/s, în timp ce în regiuni învecinate doar 10% din cazurile cu ceaşă apar la astfel de viteze (Grama, 1965), fapt posibil pe fondul cantităţilor mari de vapori de apă din regiune. Amestecul turbulent al aerului în condiţii de vânt moderat poate genera condiţii de saturare a aerului în vapori de apă şi astfel, la apariţia ceţii (Apostol & Sfîcă, 2008).

Tabel 64. *Numărul mediu de zile cu ceaţă în Culoarul Siretului (Apostol & Sfîcă, 2008)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	10,3	6,8	4,5	1,5	0,7	0,3	0,3	0,3	1,8	5,6	8,0	10,1	50,0
Bacău	11,1	8,2	5,9	2,0	1,5	0,9	0,8	1,0	3,0	6,4	9,2	10,8	60,9
Secuieni	9,8	7,9	6,8	2,4	1,1	0,7	0,8	1,3	3,6	7,0	9,1	10,0	60,3
Roman	9,1	6,3	5,0	1,3	0,9	0,3	0,2	0,7	1,7	5,0	7,9	9,7	48,0

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005, Secuieni: 1978-1998.

În Culoarul Siretului se înregistrează cel mai mare **număr mediu anual de zile cu ceaţă** de pe teritoriul Moldovei. Valorile sunt cuprinse între 40-60 de zile pe an (tab. 64), faţă de media regiunilor de deal şi câmpie din estul ţării care este situată între 20-40 de zile. De altfel, studii timpurii indică valorile ridicate ale frecvenţei anuale a ceţii din această regiune (Grama, 1965). Doar pe valea Bârladului şi nordul Câmpiei Moldovei valorile se apropie de 40 de zile. În plus, numărul mediu anual de zile cu ceaţă de la Secuieni şi Bacău sunt cele mai mari din afara regiunii montane din România, aşa cum reiese din consultarea literaturii de specialitate (*Clima României*, 2008). Ţinând cont de faptul că ceaţa este determinată de nori inferiori care de multe ori nu se extind la mai mult de 400-

500 m (Sfîcă, 2010), considerăm că numărul de zile cu ceaţă scade cu altitudinea, la nivelul menţionat scăzând sub 40 de zile. La altitudini mai mari de 600 m, pe Culmea Pietricica Bacăului, aceste valori cresc din nou, apropiindu-se de cele din regiunea joasă a teraselor Siretului (Apostol & Sfîcă, 2008). Regimul anual al zilelor cu ceaţă este identic cu cel al nebulozităţii inferioare, fapt cât se poate de normal, ceaţa fiind un nor a cărui bază atinge suprafaţa terestră. Maximul anual este atins în lunile decembrie-ianuarie, luni în care ceaţa apare în 30% din zile. Ceaţa caracterizează semestrul rece (85-90% din cazuri), cele mai multe cazuri fiind concentrate iarna (45-55% din cazuri) şi toamna (30-40%). Sub acest aspect, particularitatea Culoarului Siretului este dată de ponderea apreciabilă a anotimpului de vară ce deţine 5% din cazurile anuale, ca urmare a proceselor de evaporare ce conduc la apariţia ceţii chiar în dimineţile de vară (Apostol & Sfîcă, 2008).

Numărul maxim anual de zile cu ceaţă ajunge 80-100 de zile (Adjud în 1967, 97 de zile la Bacău în 1982 şi 85 de zile la Roman în 1966), iar numărul minim anual coboară până la 15-30 de zile (12 zile la Adjud în 1963, 32 zile la Bacău în 2001 şi 27 zile la Roman în 1992). O expresie clară a diferenţierilor ce apar sub acest aspect în cadrul regiunii este dat de gradul de asigurare a numărului anual de zile cu ceaţă (fig. 131). Gradul de asigurare de 50% variază de la cca 50 de zile la Adjud, la 55 de zile la Roman, până la cca 67 zile la Bacău (Apostol & Sfîcă, 2008).

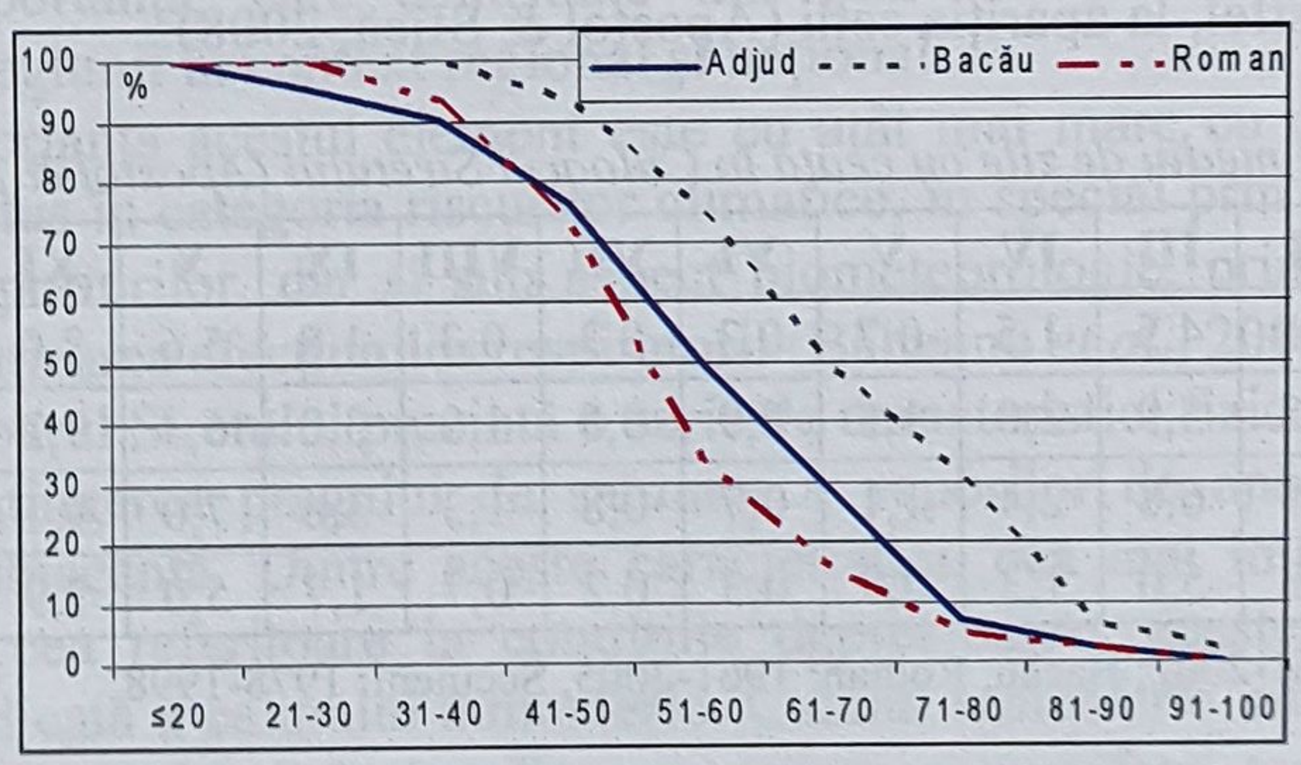


Fig. 131. *Gradul de asigurare a numărului anual de zile cu ceaţă în Culoarul Siretului*

Analiza duratei ceţii relevă că în Culoarul Siretului acest fenomen nu este doar frecvent, ci şi deosebit de persistent (tab. 65). Durata medie anuală a fenomenului este cuprinsă între 380-420 de ore, ceea ce înseamnă valori cu 30-40% mai mari decât în Subcarpaţii Moldovei sau Câmpia Moldovei (Apostol & Sfîcă, 2008).

Tabel 65. *Durata medie a ceţii (ore şi zecimi) în perioada 1975-2002 în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	106,5	53,0	26,0	5,1	1,7	0,6	0,5	0,6	6,0	22,4	62,2	98,6	383,1
Bacău	103,0	61,6	32,0	7,4	3,5	2,2	2,1	2,0	7,5	29,2	71,2	98,2	419,8
Roman	87,8	52,4	36,9	6,6	1,9	0,5	0,8	1,0	4,9	20,3	66,9	92,5	372,5

La nivel diurn ceaţa se produce de cele mai multe ori dimineaţa, frecvenţa orară maximă fiind atinsă în intervalul 6-12, în timp ce maximul anual este atins în intervalul orar 8-9; iarna, frecvenţa orară cea mai mare este atinsă între orele 9-10, în timp ce vara ceaţa se produce cel mai frecvent întâlmită în intervalul 6-7, aceasta fiind disipată în primele minute de după răsărit, valori ce cofirmă cercetările anterioare (Stănişor *et al.*, 1971). Frecvenţa orară pe ansamblul regiunii prezintă caracteristici asemănătoare (fig. 132-134) valorile cele mai ridicate de la Bacău scoţând în evidenţă odată în plus condiţiile particulare pentru dezvoltarea acestui fenomen (Apostol & Sfîcă, 2008).

IV.7.1.10 Aerul ceţos

Metodologia de realizare a observaţiilor asupra vizibilităţii face ca aceasta să fie apreciată diferit la fiecare staţie meteorologică, de aceea considerăm că interpretarea climatică a numărului mediu de zile cu aer ceţos trebuie privită cu multă reticenţă.

Se poate constata dependenţa clară dintre numărul de zile cu aer ceţos şi gradul de stabilitate atmosferică, ceea ce face ca peste 2/3 din zilele semestrului rece să fie caracterizate prin vizibilitate scăzută, în timp ce în semestrul cald ponderea acestor zile coboară la sub 50% pe fondul activităţii convective care contribuie la îndepărtarea pulberilor aflate în imediata vecinătate a suprafeţei terestre. Ponderea anuală a zilelor cu aer ceţos scade de la 70-75% în sectorul central-sudic – valoare caracteristică regiunilor depresionare din România – la cca 40% la Roman, ceea ce reflectă condiţiile locale de observaţie precum şi, într-o mai mică măsură, dinamica atmosferică ceva mai accentuată din acest areal (tab. 66).

Tabel 66. *Numărul mediu de zile cu aer ceţos în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	24,9	22,5	23,3	19,0	16,7	16,8	18,6	19,5	20,0	23,2	24,2	25,8	254,4
Bacău	26,7	24,9	25,6	22,4	18,1	16,9	18,4	21,2	21,7	24,7	25,5	26,1	272,0
Secuieni	23,2	22,1	24,0	20,7	17,6	16,4	19,2	19,6	21,7	22,0	23,0	24,5	254,0
Roman	22,3	20,1	18,7	11,9	6,9	5,1	6,7	10,0	11,6	17,4	20,0	22,4	173,1

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1978-1998.

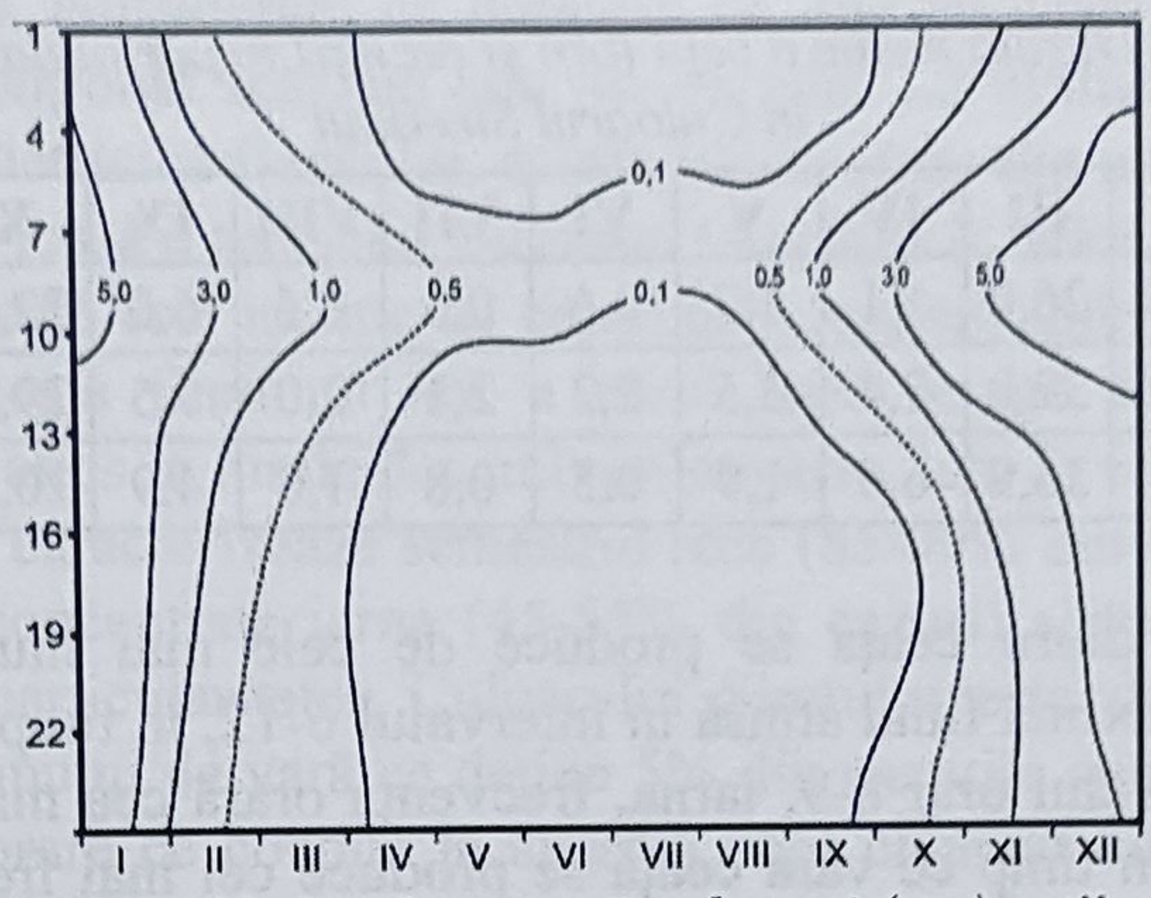


Fig. 132. *Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Adjud (1991-2002)*

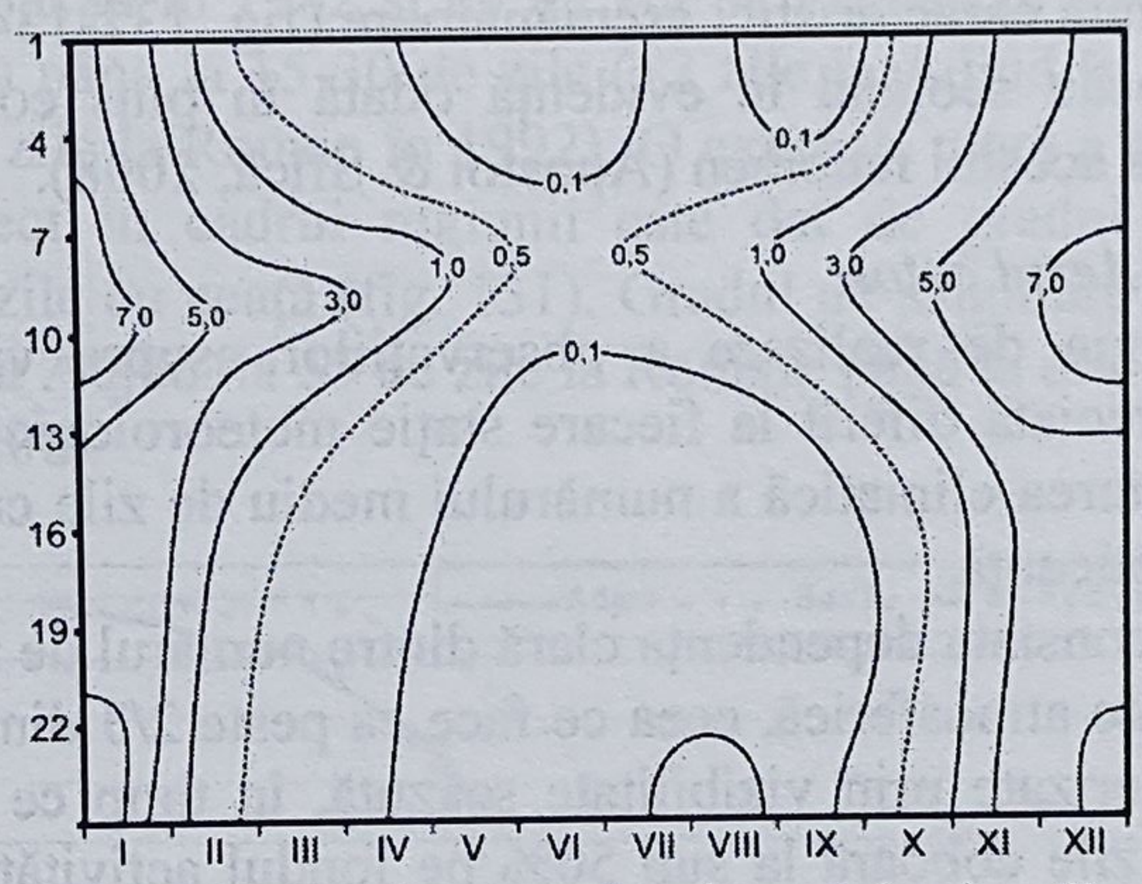


Fig. 133. *Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Bacău (1991-2002)*

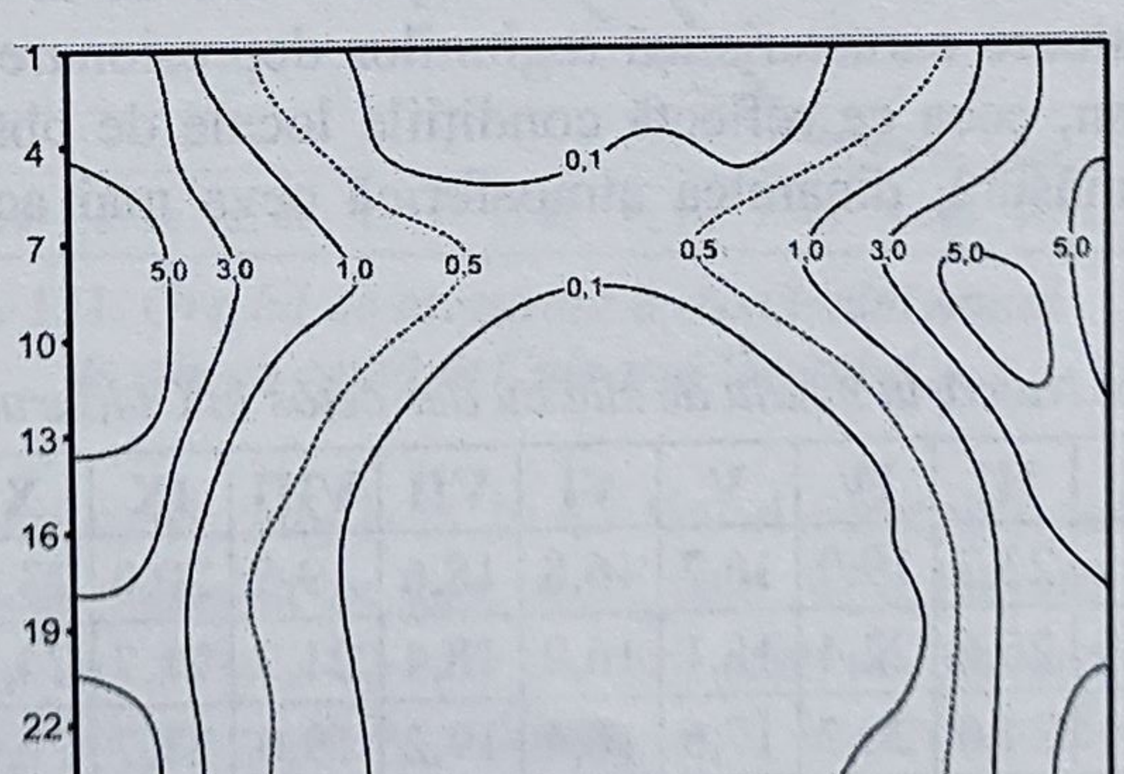


Fig. 134. *Izopleta orară a duratei (ore) ceţii pentru staţia Roman (1991-2002)*

IV.7.2. Fenomene meteo-climatice specifice semestrului cald

IV.7.2.1. Ploaia şi aversele de ploaie

Ponderea zilelor cu ploaie şi aversă de ploaie în Culoarul Siretului raportată numărul total de zile cu precipitaţii este cuprins între 74-78%, valori ce se înscriu în valorile obişnuite pentru regiunile de deal şi de podiş din România.

Valorile ***numărului de zile cu ploaie*** variază în cadrul regiunii între 50-70 de zile, ceea ce reprezintă valori ridicate pentru regiunile de deal şi podiş din România (tab. 67). Acest parametru prezintă un regim anual cu două maxime în anotimpurile de tranziţie (aprilie, respectiv octombrie-noiembrie) şi două minime, unul vara când predomină precipitaţiile sub formă de aversă şi unul de iarnă când domină precipitaţiile solide. Turbulenţa atmosferică mai ridicată determinată de „confluenţa" circulaţiei locale din valea Bistriţei cu cea din valea Siretului determină atingerea celor mai mari valori anuale la Bacău (66,8 zile).

Tabel 67. *Numărul mediu de zile cu ploaie în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An	SR	SC
Adjud	2,5	2,8	5,2	7,7	6,5	5,0	3,5	3,2	4,7	6,2	6,6	4,0	57,9	27,3	30,6
Bacău	2,6	3,2	5,7	9,2	7,3	5,5	4,2	3,9	6,6	7,2	6,7	4,7	66,8	30,1	36,7
Secuieni	2,2	2,8	3,8	7,5	5,6	4,1	2,5	3,3	3,5	4,6	5,6	3,9	49,4	22,9	26,5
Roman	2,3	2,3	4,1	6,8	5,5	4,3	3,2	3,0	4,5	5,2	6,0	4,0	51,2	23,9	27,3

Perioada – Adjud: 1961-2002; Bacău, Roman: 1961-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Numărul mediu de zile cu aversă de ploaie creşte de la sud la nord, în conformitate cu creşterea cantităţii de precipitaţii şi a dinamicii atmosferice în acelaşi sens (tab. 68). La nivel anual, aversele de ploaie sunt predominante în intervalul mai-august în sectorul central-sudic (Adjud şi Bacău) şi în intervalul mai-septembrie în nord (Secuieni şi Roman). Regimul anual al numărului de zile cu aversă atinge maximul în luna iunie, atunci când convecţia frontală se asociază cu începutul convecţiei termice, iar valorile minime în decembrie-ianuarie, nu atât pe fondul temperaturilor reduse ci a stabilităţii atmosferice accentuate.

Tabel 68. *Numărul mediu de zile cu aversă de ploaie în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An	SR	SC
Adjud	0,0	0,2	0,8	4,5	8,3	9,9	9,0	7,2	4,1	1,5	0,2	0,0	45,9	2,7	43,0
Bacău	0,0	0,3	1,1	5,3	10,1	12,7	11,4	8,5	4,2	1,6	0,4	0,1	55,7	3,5	52,2
Secuieni	0,2	0,3	1,6	5,3	9,8	11,1	10,7	7,8	5,3	2,9	0,9	0,1	56,0	6,0	50,0
Roman	0,1	0,4	2,2	6,4	10,3	11,5	11,4	8,9	5,7	3,2	1,1	0,5	61,7	7,5	54,2

Perioada – Adjud, Roman: 1961-2002; Bacău: 1973-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Concentrarea averselor de ploaie în semestrul cald constituie o evidenţă climatică asupra căreia nu insistăm, dar de la sud la nord ponderea semestrului rece în numărul anual de zile cu aversă de ploaie creşte de la 5% la Adjud până la 12% la Roman, fapt ce reacreditează ipoteza eficienţei pluviometrice mai ridicate a fronturilor atmosferice reci în nordul Moldovei, în condiţii de circulaţie vestică.

Se poate remarca, deopotrivă, faptul că în cadrul acestei regiuni se produce inversarea raportului dintre numărul zilelor cu ploaie şi al celor cu aversă de ploaie. În partea central-sudică a Culoarului Siretului predominante sunt precipitaţiile sub formă de ploaie, pe fondul caracterului mai adăpostit al regiunii, în timp ce în nord, pe fondul dinamicii mai accentuate a atmosferei şi a altitudinilor mai mari – ce facilitează instabilizarea atmosferei – preponderente sunt precipitaţiile sub formă de aversă.

Durata anuală a ploilor şi averselor de ploaie prezintă tendinţa de creştere de la sud la nord, cu aceeaşi abatere din sectorul central, de la Bacău, unde interferenţa circulaţiilor locale din valea Siretului şi valea Bistriţei în combinaţie cu umezeala ridicată determinată de lacurile de acumulare şi de rezerva de apă a celor două cursuri conduce la o durată record de aproape 400 de ore (tab. 69). Importanţa acestor factori locali – ce ar putea fi reuniţi sub titulatura de efect de confluenţă a circulaţiilor locale" – este atât de mare încât perturbă şi regula generală a creşterii duratei acestor fenomene cu altitudinea. Astfel, la Plopana, în ciuda altitudinii mai ridicate decât la Bacău, durata ploii şi aversei de ploaie este de numai 330 de ore (Bradu, 2004).

Tabel 69. *Durata medie a ploii şi aversei de ploaie (ore şi zecimi) în Culoarul Siretului (1975-2002)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	7,9	8,5	24,1	42,9	34,4	29,3	21,2	20,7	23,3	26,9	26,2	18,4	283,8
Bacău	10,9	11,6	28,1	62,5	49,4	44,7	32,4	30,3	36,8	37,7	30,3	20,1	394,8
Roman	7,9	9,2	21,4	47,8	34,2	32,1	23,8	23,8	27,7	29,8	24,0	17,7	299,4

Regimul anual al duratei cumulate a acestor fenomene este direct influenţat de caracterul de aversă al precipitaţiilor din semestrul cald, fiind înregistrate două maxime, în aprilie şi octombrie. Semestrul cald cumulează 60-65% din durata anuală, însă caracterul de aversă conduce la acumularea a 70% din cantitatea anuală de precipitaţii.

IV.7.2.2. Orajele

Numărul de zile cu oraje reprezintă cel mai important indicator al instabilităţii atmosferice. Evaluările climatice ale monitorizării descărcărilor electrice cu ajutorul sateliţilor meteorologici (Lyons & Williams, 2003) plasează România în arealul european cu cea mai mare incidenţă a acestora, areal ce

încadrează Peninsula Italică şi SE Europei. Extinderea acestui areal se află în strânsă concordanţă cu activitatea şi traseele ciclonilor mediteraneeni, fapt ce explică reducerea numărului de zile cu oraje în România de la sud-vest la nord-est (Iliescu,1989). Prezenţa lanţului carpatic determină ca la scara Moldovei numărul de zile cu oraje să scadă de la vest la est (Stoenescu *et al.*, 1965, 1967), sub influenţa directă a instabilităţii din regiunea montană, însă componenta principală a distribuţiei spaţiale este scăderea de la sud la nord, aceasta resimţindu-se şi în Culoarul Siretului (tab. 70). Doar condiţiile locale de turbulenţă din sectorul central induc o discontinuitate în această scădere.

Tabel 70. *Numărul mediu de zile cu oraj în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,0	0,0	0,2	1,6	5,4	8,3	8,3	5,3	2,0	0,4	0,2	0,0	31,9
Bacău	0,0	0,1	0,1	1,8	6,3	8,8	9,4	6,4	2,3	0,3	0,1	0,1	35,6
Secuieni	0,0	0,0	0,2	1,1	4,7	6,4	5,9	4,0	1,1	0,2	0,0	0,0	23,7
Roman	0,0	0,0	0,1	1,4	4,8	6,9	7,0	5,1	1,5	0,2	0,1	0,0	27,0

Perioada – Adjud, Roman: 1961-2002; Bacău: 1973-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998.

Tabel 71. *Durata medie a orajelor (ore şi zecimi) în Culoarul Siretului (1975-2002)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,0	0,0	0,5	4,7	15,1	31,1	26,9	15,6	5,5	0,8	0,1	0,0	100,3
Bacău	0,0	0,0	0,2	4,2	14,5	24,9	25,7	14,1	4,2	0,3	0,1	0,0	88,2
Roman	0,0	0,1	2,0	10,1	16,9	21,6	14,6	4,8	1,2	0,2	0,0	0,0	71,2

Chiar dacă aceste fenomene sunt posibile aproape în tot timpul anului, cu excepţia lunii ianuarie, orajele sunt concentrate în intervalul mai-august (tab. 71), maximul fiind înregistrat în iulie, regim diferit de cel regiunilor învecinate în care maximul se atinge în iunie. Orajele din iunie sunt generate cu predilecţie de norii Cumulonimbus asociaţi sistemelor frontale, iar cele din iulie sunt legate mai degrabă de convecţia local-regională, astfel încât această particularitate a regimului anual al zilelor cu oraj subliniază caracteristicile de adăpost relativ ale Culoarului Siretului faţă acele sisteme frontale ce generează oraje în prima parte a verii, ceea ce conduce la creşterea în importanţă a orajelor din a doua parte a verii. În acelaşi timp, această particularitate poate proveni şi din mutaţii evolutive ce presupun o reducere a activităţii orajoase din mai-iunie şi o accentuare a acesteia în iulie-august.

IV.7.2.3. Grindina

Culoarul Siretului se încadrează, alături de valea Prutului, estul Bărăganului şi Dobrogea, în arealul cu cele mai reduse valori ale numărului de zile cu grindină din ţara noastră (tab.72), valorile fiind sub 1 zi anual, iar în

sudul regiunii chiar sub 0,5 zile (*Clima României*, 2008), ceea ce reprezintă cele mai reduse valori la nivelul Moldovei (Erhan, 1986). Cauza acestor valori reduse este legată fără nici o îndoială de mişcările descendente pe care le induce morfologia depresionară a regiunii. Aceste condiţii conduc la absenţa acestui fenomen pe intervale foarte lungi de timp, aşa cum se întâmplă la Roman unde nu s-a produs grindină în intervalul 1960-1970 sau la Adjud în intervalul 1994-2002. Valorile mai ridicate ale numărului de zile cu grindină de la Bacău faţă de nordul şi sudul regiunii sunt generate de amplasarea staţiei meteorologice, dat fiind rolul favorizant al ariilor cu intersecţii ale circulaţiilor asupra acestui fenomen (Bogdan, 1978). La nivel anual se înregistrează un număr maxim de 3-6 zile cu grindină în Culoarul Siretului (tab. 72).

Tabel 72. *Numărul mediu de zile cu grindină în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,00	0,00	0,00	0,05	0,17	0,10	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38
Bacău	0,00	0,00	0,00	0,09	0,13	0,31	0,22	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,84
Roman	0,00	0,00	0,00	0,02	0,19	0,21	0,07	0,12	0,00	0,02	0,02	0,00	0,67

Perioada – Adjud, Roman: 1961-2002; Bacău: 1961-2005

Pentru intervalul 1991-2002 cel mai timpuriu episod de grindină a fost semnalat pe 22.IV.2002 la Bacău, iar cel mai târziu episod de acest fel s-a produs pe 27.X.1999 la Roman. Durata cumulată a fenomenului de grindină este similară cu cel al numărului de zile cu grindină, cu 18 minute la Adjud, 167 de minute la Bacău şi 80 de minute la Roman. Durata maximă a unui interval cu grindină s-a ridicat în toată regiunea la 18 minute, ceea ce corespunde cu evaluările precedente (Iliescu & Popa, 1983). Din cele 26 cazuri de grindină din intervalul 1991-2002 de la cele 3 staţii meteorologice rezultă că incidenţa orară maximă a fenomenului de grindină este cuprinsă între orele 14-16, adică atunci când instabilitatea atmosferică ce generează acest fenomen este alimentată de încălzirea maximă a suprafeţei terestre.

Pe ansamblu, grindina s-a produs în intervalul 8-18. De altfel, încălzirea radiativă a suprafeţei terestre reprezintă întotdeauna un factor adjuvant în geneza acestui fenomen, cauza principală fiind gradientul termic troposferic foarte ridicat, strict dependent de temperaturile reduse din troposefera înaltă, 2/3 din cazurile de grindină fiind asociate pasajelor frontale reci (Bălescu & Militaru, 1966).

Pagubele materiale şi cele provocate culturilor agricole de grindină sunt direct proporţionale cu diametrul greloanelor şi cu durata fiecărui episod şi mai puţin legate de frecvenţa medie anuală.

Ţinând cont de numărul redus de zile cu grindină şi de absenţa din cadrul regiunii a sectoarelor de activitate cu mare vulnerabilitate la acest fenomen meteorologic (legumicultura, viticultura, pomicultura), Culoarul Siretului

este încadrat în regiunea cu vulnerabilitate mică la grindină (Bogdan & Niculescu, 1999).

IV.7.2.4. Roua

Fenomenul de rouă prezintă importanţă prin aportul de apă pe care îl poate aduce plantelor în perioadele de uscăciune şi secetă. Evaluările referitoare la acest aport pe durata întregului an indică pentru Culoarul Siretului o cantitate de apă echivalentă cu 50-70 mm de precipitaţii (Buiuc, 1990).

În altă ordine de idei, frecvenţa fenomenului de rouă constituie un indicator fidel al frecvenţei condiţiilor sinoptice care favorizează apariţia fenomenului de rouă. Aceste condiţii sinoptice presupun: temperaturi pozitive la nivelul solului, calm atmosferic, cer senin şi amplitudini termice diurne suficient de mari astfel încât scăderea nocturnă a temperaturii să conducă la condensare. Ponderea anuală a acestor condiţii meteorologice, evaluată pe baza numărului mediu de zile cu rouă, oscilează între 19% la Bacău şi 26% la Roman. Cu excepţia temperaturii, condiţiile meteorologice sunt specifice manifestării suhoveiului (Fetov *et al.*, 1963). Dacă se adaugă la aceste procente şi pe cele deţinute de brumă, se ajunge la valori cu puţin sub frecvenţa calmului atmosferic în această regiune.

Frecvenţa maximă lunară este atinsă în lunile august (Bacău şi Roman) sau septembrie (Secuieni şi Adjud). Maximul se produce la sfârşitul verii şi începutul toamnei, când sub incidenţa ridicată a regimului baric anticiclonal creşte şi frecvenţa calmului atmosferic (tab.73).

Tabel 73. *Numărul mediu de zile cu rouă în Culoarul Siretului*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	0,0	0,0	0,9	6,9	9,0	10,2	11,9	12,3	13,6	12,7	3,5	0,3	81,3
Bacău	0,0	0,0	0,4	4,6	8,6	9,8	10,9	12,0	11,9	9,5	1,5	0,0	69,3
Secuieni	0,0	0,1	1,1	8,1	12,2	12,8	16,2	16,4	17,5	8,8	1,6	0,0	94,8
Roman	0,0	0,0	1,1	7,0	10,8	13,6	15,7	17,2	16,6	12,3	2,7	0,0	97,0

Perioada – Adjud, Roman: 1961-2002; Bacău: 1961-2005; Secuieni: 1964-1966, 1978-1998

Valoarea medie anuală mai redusă de la Bacău faţă de restul Culoarului Siretului trebuie pusă în legătură cu valorile similare de la Piatra Neamţ (Apostol, 2004) din cadrul Subcarpaţilor Moldovei, ambele putând fi explicate prin dinamica locală particulară a văii Bistriţei sau prin caracteristicile dinamice comune ale celor două staţii meteorologice. Ambele staţii meteorologice sunt situate în apropierea ieşirii văii Bistriţei din regiunea montană, respectiv din regiunea subcarpatică, regiuni în care se manifestă puternic efectul de divergenţă a liniilor de curent după sectoarele de canalizare.

IV.7.2.5. Furtunile de praf

Furtunile de praf se produc cu predilecţie primăvara, în luna aprilie, şi sunt determinate de acţiunea anticiclonului est-european ce poate antrena praful de la peste 2000 km (*Geografia României*, vol. I, 1983). În condiţiile în care aceste furtuni de praf sunt integrate unor formaţiuni ciclonale de origine mediteraneană ele pot determina precipitaţii cu o puternică încarcare solidă (ploaie cu noroi), aşa cum este cazul precipitaţiilor din data de 23.III.2007 (fig. 135). La această dată, a fost semnalată prezenţa unui „nor de praf roşiatic in Regiunea de Nord-Est a României, suspensiile fiind observate foarte bine după ce au fost antrenate în cădere de precipitaţii" (*România liberă*, 26 martie 2007).

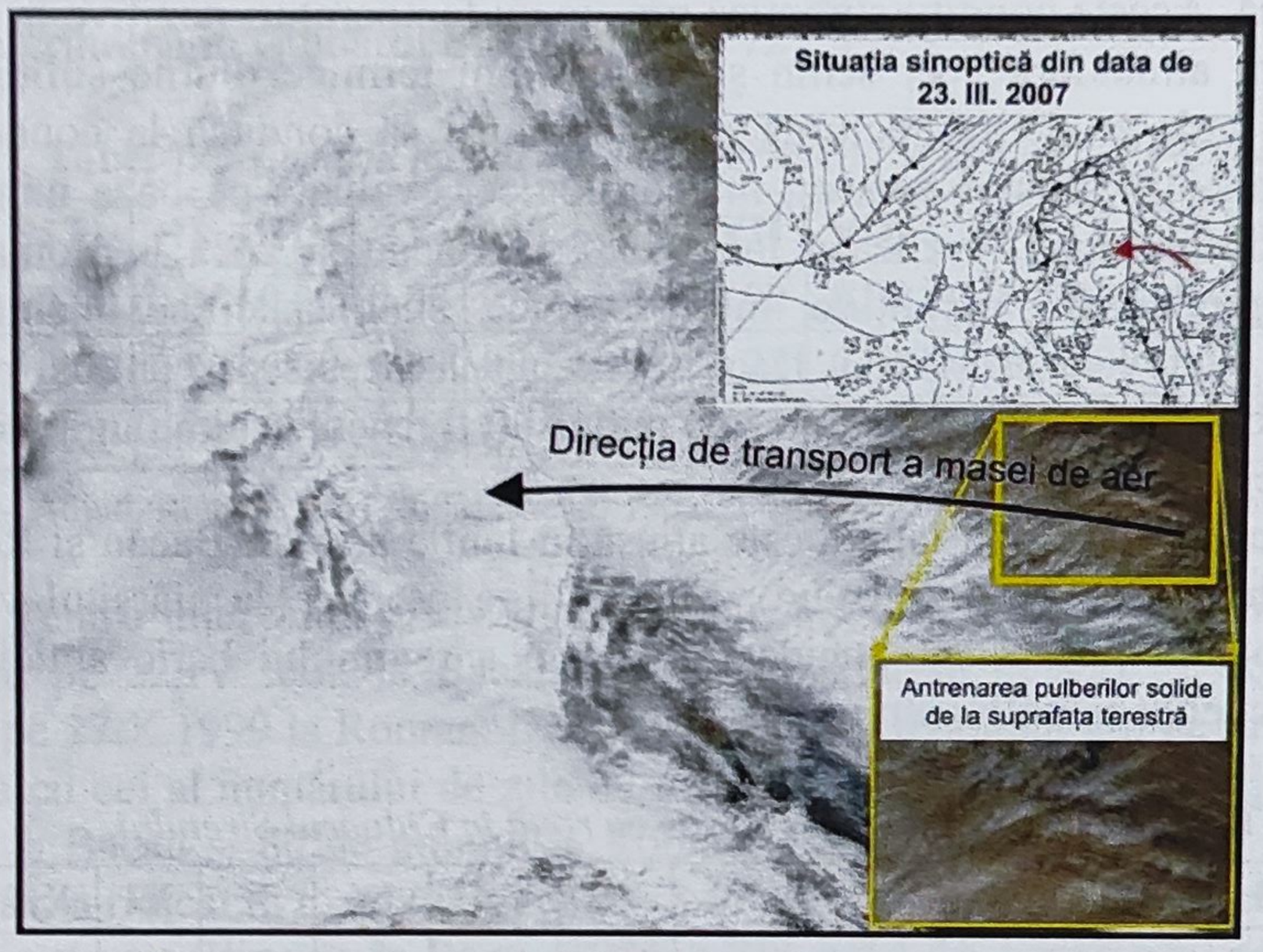


Fig. 135. *Condiţiile sinoptice (Deutsche Wetterdienst) şi manifestarea ploilor noroioase (Modis Terra) din data de 23.III.2007 de pe teritoriul Moldovei*

Imaginile satelitare şi hărţile sinoptice disponibile pentru această dată pun în evidenţă situaţiile tipice pentru producerea furtunilor de praf pe teritoriul ţării noastre. Contactul baric dintre anticiclonul continental centrat pe regiunea Munţilor Urali şi depresiunea mediteraneană centrată pe Peninsula Balcanică a determinat un gradient baric ridicat în special în regiunea Moldovei, element ce a condus la intensificarea vântului din direcţie est în arealul situat la nord de Marea Neagră. Datele referitoare la viteza vântului din regiunea ucraineană Kerson indică pentru această dată viteze ale vântului de 15-20 m/s, ceea ce a condus la producerea furtunei de praf în regiune de pe 23.III, ora 11 până pe 24.III, ora 14. Solul uscat, proaspăt arat şi lipsit de covor vegetal a constituit un factor favorizant pentru declanşarea şi pentru intensitatea apreciabilă a furtunei de praf. Antrenarea pulberilor de la sol din această regiune este observată şi pe

imaginea Modis Terra din această zi (fig. 135), estimările realizate de cercetători germani asupra norului de praf ridicându-se la 60000 t (Birmili, 2008).

Pulberile astfel antrenate au fost transportate către vest spre teritoriul ţării noatre, dar nu s-au manifestat ca furtună de praf, ele integrându-se în formaţiunile noroase existente, fapt ce a condus la precipitarea lor în suspensie în ploile ce s-au produs în data de 24.III.2007 în regiunea Moldovei. Chiar dacă precipitaţiile s-au produs generalizat la nivelul României, „ploile cu noroi" au fost semnalate doar în Moldova, însă suspensiile au fost transportate pe la nord de Carpaţi până în Europa Centrală şi chiar Marea Britanie (Birmili, 2008).

IV.7.3. Evapotranspiraţia. Seceta şi uscăciunea

Ariditatea constituie un fenomen deosebit de complex, indus de întrepătrunderea unei multitudini de elemente şi parametri meteorologici. Deşi Culoarul Siretului este încadrat la nivel naţional în categoria regiunilor cu vulnerabilitate mică faţă de uscăciune şi secetă (Bogdan & Niculescu, 1999), această realitate climatică nu exclude posibilitatea instalării unor intervale cu deficit de pluviometric în cadrul acestei regiuni.

Perioadele de uscăciune şi secetă constituie, în primul rând, rezultatul unor situaţii sinoptice care persistă pe perioade lungi de timp la nivel continental, fiind fenomene ce se instalează şi încetează lent (Svoboda *et al.*, 2002). Aceste condiţii sunt legate de acţiunea în sud-estul Europei a unor câmpuri anticilonale cu o origine ce poate fi deosebit de diversă, de la cea azorică la cea est-europeană sau dorsala de mare presiune care se extinde de la est la vest peste întreg continentul (Donciu, 1962). Persistenţa acestor centre anticiclonale este determinată în special de perturbări ale circulaţiei zonale de la latitudini temperate ce constau în meandrarea puternică a curentului jet subpolar sau subtropical în troposfera înaltă. Această meandrare în altitudine poate induce o curbură anticiclonică mişcării din troposfera inferioară de la latitudini mari, ceea ce duce la instalarea anticilonilor la sol şi la dezvoltarea situaţiilor de blocaj. Situaţiile de blocaj pot să se extindă pe o perioadă de la 3 zile la o lună (Djuric, 1994), având o durată medie în Europa de 16 zile (Davies, 1978).

De asemenea, devierea circulaţiei vestice – pluviogenetice – la latitudini mari în Europa pe parcursul fazei pozitive a Oscilaţiei Atlanticului de Nord este asociată cu extinderea anticiclonului azoric peste bazinul mediteranean şi centrul Europei (Hurrel *et al.*, 2003), inclusiv la nivelul României. În acest fel, faza pozitivă a NAO este asociată frecvent cu perioadele de secetă în sudul şi sud-estul continentului. Acest aspect se verifică şi pentru Culoarul Siretului, la nivelul căruia există o corelaţie liniară pozitivă între indicii anuali NAO şi numărul anual de luni uscate şi secetoase definite conform criteriului Walter-Lieth.

Condiţiile anticiclonale induc condiţii de uscăciune şi secetă prin caracteristicile meteorologice care le caracterizează. Prezenţa anticiclonilor la sol în perioada caldă a anului conduce la temperaturi ridicate şi la umezeală relativă

redusă, parametrii care favorizează şi intensifică procesul de evapotranspiraţie pe fondul absenţei precipitaţiilor. În acest fel, raportul de mărime dintre cantitatea de precipitaţii şi evapotranspiraţie devine negativ, rezultatul direct constituindu-l uscăciunea şi seceta.

Din aceste motive, pentru a înţelege fenomenele de uscăciune şi secetă trebuie să avem o idee cât se poate de clară asupra intensităţii evapotranspiraţiei. Multitudinea factorilor implicaţi în intensitatea procesului de ***evapotranspiraţie*** face dificilă evaluarea cantitativă a acestuia. Observaţiile lisimetrice sunt foarte rare şi nelipsite de erori. Observaţiile realizate la staţia experimentală Ciurea pentru intervalul 2000-2002 indică valori medii anuale de 600 mm, ceea ce diferă considerabil de valorile obţinute pe baza formulelor empirice utilizate pe plan internaţional în acest scop. Dintre aceste formule comentăm rezultatele obţinute pe baza formulei Pennman şi Thornthwaite, fiecare dintre ele putând oferi informaţii asupra acestui proces.

Formula Pennman ţine cont de bilanţul energetic la suprafaţa terestră prin luarea în considerare a radiaţiei nete, tensiunii vaporilor de apă şi vitezei vântului. Evaluările recente (*Clima României*, 2008) plasează Culoarul Siretului în arealul în care evapotranspiraţia potenţială este evaluată la 650-700 mm, valori mult mai mari faţă de cantităţile medii anuale de precipitaţii.

Formula Thornthwaite pentru evaluarea evapotranspiraţiei se bazează în primul rând pe rolul temperaturii în desfăşurarea acestui proces:

$$ETP = 16\,(10 \times t/I)^{a}$$

unde:

t = temperatura medie a perioadei considerate;

I = indice termic anual obţinut prin însumarea celor 12 valori lunare calculate prin formula $i = (T/5)^{1.514}$.

$$a = 6.75 \times 10^{-7}\, I^{3} - 7.71 \times 10^{-5}\, I^{2} + 1.79 \times 10^{-2}\, I + 0.49$$

Caracterul formulei nu poate oferi o imagine asupra evapotranspiraţiei potenţiale în lunile cu temperatură medie negativă. Valorile calculate pe baza acestei metode sunt mai apropiate de evaluările experimentale şi, în acest fel, mai veridice.

Pentru Culoarul Siretului evapotranspiraţia potenţială evaluată prin această metodă este cuprinsă între 658,1 mm la Adjud şi 629,0 mm la Roman (tab. 74), ceea ce înseamnă cu 12-23% mai mult decât cantitatea medie anuală de precipitaţii. Raportul dintre cantitatea medie de precipitaţii şi evapotranspiraţia potenţială constituie şi un eficient indice de ariditate – recomandat în aprecierea aridităţii de către UNEP – ale cărui valori se încadrează în limitele regiunii între 0,81 în sud şi nord şi 0,89 în sectorul central. Apreciem că abia la 550-600 m

raportul dintre cele două mărimi devine unitar. Valorile mai reduse ale acestui indice de ariditate de la Roman constituie un indicator al unei aridităţi mai accentuate din acest sector. Fără a supraestima caracterul de ariditate din această regiune, ne putem gândi la faptul că pe aici se făcea legătura între stepa din Câmpia Moldovei şi petecul de stepă din depresiunea Cracău-Bistriţa (Enculescu, 1920).

Tabel 74. *Evapotranspiraţia potenţială ETP (1) şi indicele de ariditate UNEP (2) în Culoarul Siretului conform metodei Thornthwaite*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Adjud	1	-	-	12,2	49,3	94,9	120,8	134,7	118,2	76,0	40,0	12,1	-	658,1
	2	-	-	2,12	0,92	0,74	**0,59**	**0,55**	**0,49**	**0,64**	0,81	2,85	-	0,81
Bacău	1	-	-	11,0	47,7	92,6	117,2	130,7	115,3	74,1	39,2	11,9	-	639,8
	2	-	-	2,58	1,07	0,75	0,69	0,71	**0,49**	0,74	0,84	2,67	-	0,89
Secuieni	1	-	-	9,2	45,5	91,1	116,6	126,9	112,7	72,9	38,8	6,5	-	620,3
	2	-	-	2,82	1,12	0,76	0,80	**0,58**	**0,55**	0,69	0,81	4,58	-	0,89
Roman	1	-	-	9,8	47,6	92,4	115,3	127,8	113,4	72,9	39,1	10,7	-	629,0
	2	-	-	2,39	0,97	0,68	0,70	0,66	**0,53**	**0,63**	0,78	2,50	-	0,82

Indicele Thornthwaite, ţinând cont practic doar de temperatură, indică pentru luna iulie valorile cele mai mari ale evapotranspiraţiei potenţiale, valorile acestei luni fiind cuprinse între 125-135 mm.

Raportul dintre cantitatea de precipitaţii şi evapotranspiraţia a fost folosit de foarte mulţi autori ca indice de ariditate (Transeau, 1905; Vîssotsky, 1905; Oldekop, 1911; Thornthwaite, 1933; Hargreaves, 1971). Aceste variante au fost sintetizate în formula indicelui de ariditate *UNEP*, 1979, ceea ce putem remarca cu uşurinţă este că, deşi în valori absolute evapotranspiraţia potenţială cea mai ridicată se înregitrează în iulie, valorile minime ale indicelui de ariditate UNEP sunt înregistrate în luna august, atunci când cantităţile de precipitaţii acoperă doar 50% din capacitatea evaporantă indusă de valorile temperaturii aerului. De asemenea, conform clasificării valorilor acestui indice, doar luna august se încadrează în caracterul uscat (valori între 0,20-0,50) la Adjud şi Bacău, iar caracterul semiarid (valori între 0,50-0,65) caracterizează intervalul iunie-septembrie la Adjud, iulie-august la Secuieni şi august-septembrie la Roman.

Raportul de mărime dintre cantitatea de precipitaţii şi evapotranspiraţie a fost folosit de către *Troll* (1965) ca indice pentru aprecierea aridităţii climatice pe baza numărului de luni în care cantitatea de precipitaţii depăşeşte evapotranspiraţia potenţială. În aceste sens, în Culoarul Siretului intervalul cu cantităţi lunare de precipitaţii insuficiente în raport cu cantitatea de precipitaţii este

cuprins între aprilie-octombrie, la Secuieni şi Bacău, pe fondul cantităţilor mai mari de precipitaţii de primăvară, intervalul se restrânge la mai-octombrie.

Evaluarea evapotranspiraţiei reale medii multianuale se poate face şi pe baza formulei Turc, care face apel la relaţia:

$$ETP_{med} = \frac{Pmed}{\sqrt{0,9 + \frac{P_{med}^2}{L^2}}}$$

$$L = 300 + 25t + 0,05t^2$$

unde:

t = temperatura medie multianulă (°C);

P_{med} = precipitaţiile medii multianuale (mm).

Pe baza acestei formule evapotranspiraţia medie multianuală este evaluată la cca 70% din cantitatea medie de precipitaţii (tab. 75), ceea ce exprimă, pe ansamblu, existenţa unei rezerve suficiente de apă pentru plantele de cultură şi pentru scurgerea lichidă. La nivel lunar însă, constatăm un regim bimodal al ponderii evapotranspiraţiei în cantitatea medie de precipitaţii, cu două maxime în martie şi octombrie şi două minime în ianuarie şi mai-iulie (fig. 136). Maximul principal din octombrie se resimte printr-un grad mai mare de ariditate, remarcabil în peisaj, ariditate ce se transformă frecvent în secetă aerologică şi chiar pedologică. În schimb, maximul secundar din martie nu se manifestă decât în aer, la nivel pedologic seceta fiind rară, manifestându-se doar atunci când iarna precedentă a fost lipsită de precipitaţii şi de strat de zăpadă. Minimul principal se suprapune peste maximul pluviometric, iar minimul secundar din ianuarie este cauzat de potenţialul evaporant redus indus de temperaturile scăzute din această lună.

Tabel 75. *Evapotranspiraţia reală în Culoarul Siretului conform formulei Turc*

Staţia meteo	Adjud	Bacău	Secuieni	Roman
Evapotranspiraţia – E (mm)	390,2	396,4	385,4	376,0
Ponderea E din Qp anuală%	72,9	69,6	69,5	72,4

Un indice deosebit de utilizat în aprecierea gradului de ariditate este indicele *de Martonne*, ce reprezintă o formă modificată a indicelui de ariditate Lang (exprimat ca raport dintre cantitatea anuală de precipitaţii şi temperatura medie a aerului). Valorile acestuia cresc de la sud la nord, de la 27,3 la Adjud – unde valorile se apropie de pragul de ariditate (25 unităţi) – la 29,8 la Bacău şi se menţin aproape constante în nord – 30,0 la Roman. Remarcăm astfel că şi sub

aspectul aridităţii variaţiile teritoriale cele mai rapide pe axa nord-sud se înregistrează între Adjud şi Bacău, schimbările cele mai accentuate survenind în sectorul Porţii de la Răcăciuni care constituie astfel un element de discontinuitate fizico-geografică.

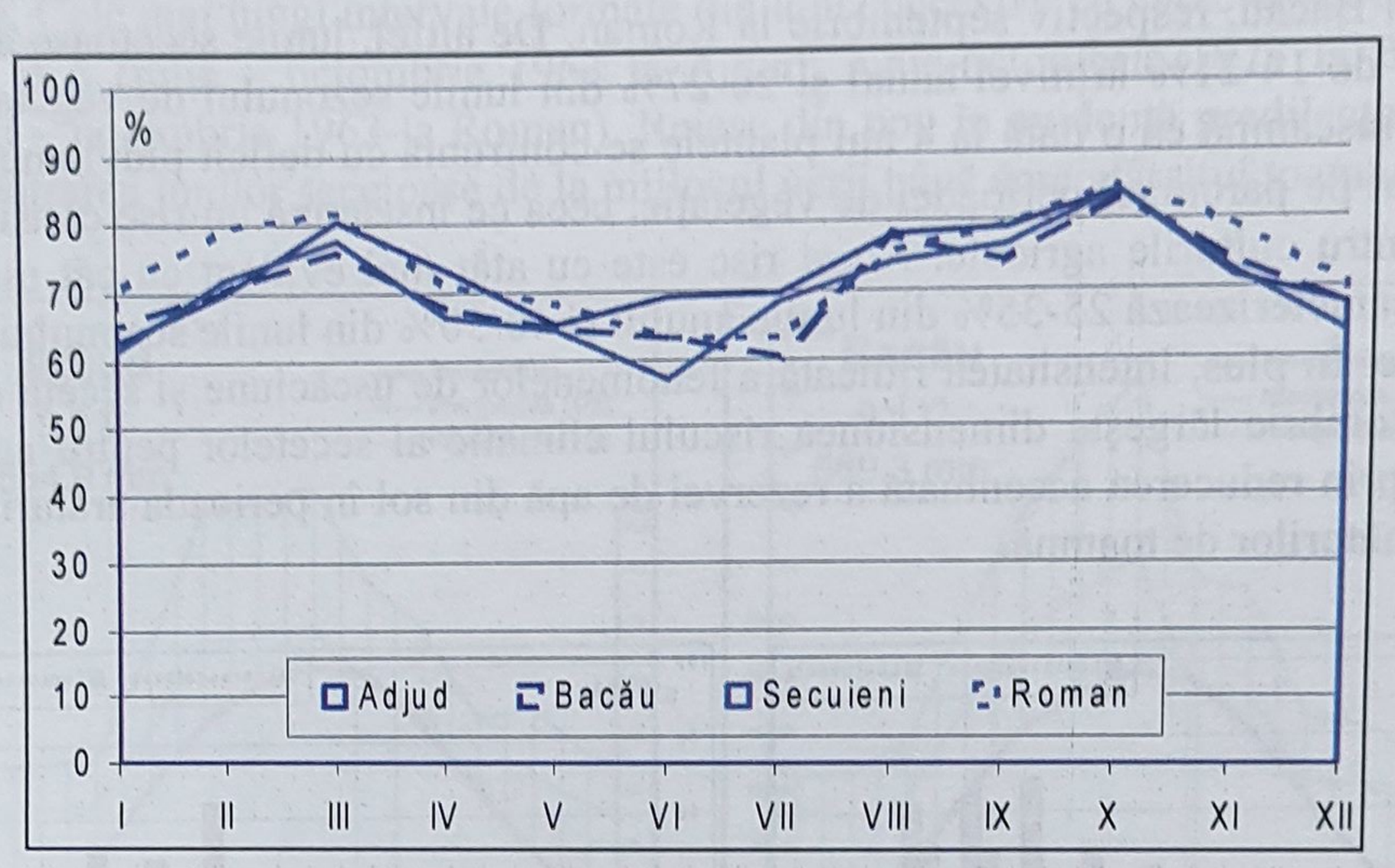


Fig. 136. *Regimul ponderii evapotranspiraţiei din cantitatea lunară de precipitaţii în Culoarul Siretului conform formulei Turc*

Indicele Reichel – ce constituie o variantă prelucrată a indicelui de Martonne – ţine cont şi de numărul de zile cu precipitaţii (tab. 76), luând astfel în calcul şi gradul de concentrare temporală a cantităţii de precipitaţii acumulate. Constatăm astfel că indicele Reichel se apropie mai mult de modelul de distribuţie spaţială a indicelui de ariditate UNEP, ca şi în cazul acestuia valorile cele mai ridicate, ce indică de altfel caracterul cel mai puţin arid al climatului, fiind localizate în sectorul central.

Tabel 76. *Indicii de ariditate de Martonne şi Reichel în Culoarul Siretului*

Indice	Formula	Adjud	Bacău	Roman
de Martonne	P/(T+10)	27,3	29,8	30,0
Reichel	N×P/(T+10)	33,3	40,9	36,5

Plecând de la formula înaintată de către *Gaussen* (1955) pentru definirea lunilor cu caracter arid ($P \leq 2T$), criteriul *Walter-Lieth* defineşte două calificative pluviometrice: uscat (dacă $P \leq 3T$) şi secetos (dacă $P \leq 2T$). Analiza acestui criteriu pentru intervalul 1961-2005 în Culoarul Siretului indică o serie de caracteristici similare rezultatelor deduse din calcularea indicilor de ariditate anteriori.

Cu ajutorul acestui criteriu obţinem o imagine la nivel lunar a amplorii fenomenelor de uscăciune şi secetă (fig. 137). Se remarcă în acest fel că intervalul cel mai arid din timpul anului este cuprins între august şi octombrie, când lunile uscate au o podere de peste 50% la nivel multianual, cu maximul în luna august, iar lunile secetoase depăşesc 40%, cu maximul în octombrie la Adjud şi Bacău, respectiv septembrie la Roman. De altfel, lunile secetoase au o pondere de 14-21% la nivel anual şi 20-27% din lunile sezonului de vegetaţie, ceea ce înseamnă că o dată la 4 ani plantele se confruntă cu deficit pluviometric accentuat pe parcursul perioadei de vegetaţie, ceea ce înseamnă un risc considerabil pentru culturile agricole. Acest risc este cu atât mai evident cu cât uscăciunea caracterizează 25-35% din lunile anului şi 40-50% din lunile sezonului de vegetaţie. În plus, intensitatea ridicată a fenomenelor de uscăciune şi secetă din luna octombrie lărgeşte dimensiunea riscului climatic al secetelor pentru agricultură prin reducerea accentuată a rezervei de apă din sol în perioada arăturilor şi semănăturilor de toamnă.

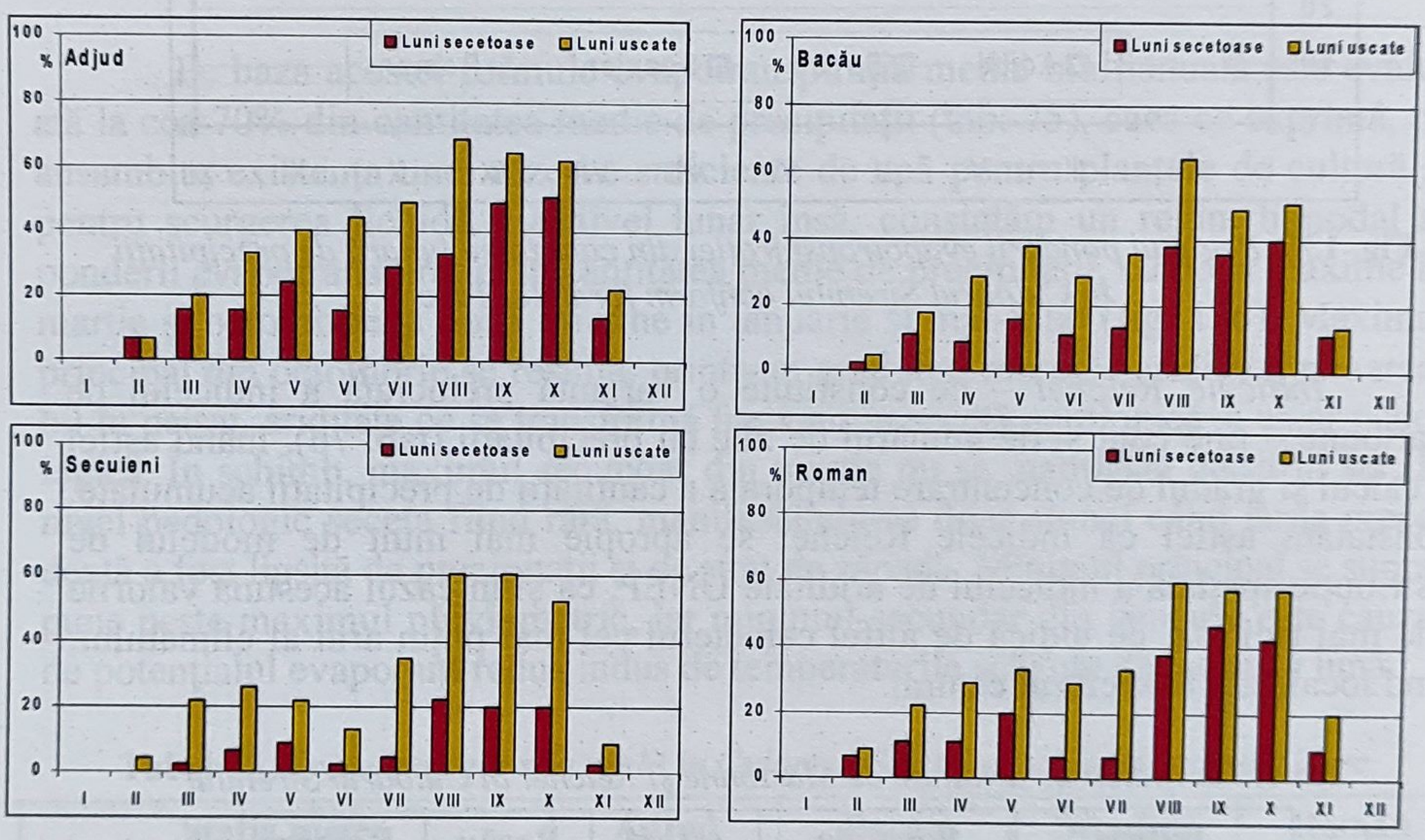


Fig. 137. *Ponderea lunilor uscate şi secetoase în Culoarul Siretului conform criteriului Walter-Lieth (1961-2005)*

Anual, în medie se înregistrează 2-2,5 luni secetoase şi 3,5-4 luni uscate, dar în condiţii excepţionale în anii cu cantităţi reduse de precipitaţii şi temperaturi ridicate se pot înregistra în regiune 5-6 luni secetoase (1963 la Adjud şi Roman, 1973 şi 1986 la Bacău) şi 7-8 luni uscate (1963 la Roman, 1973 la Bacău şi 1994 la Adjud).

Riscul climatic este cu atât mai mare cu cât lunile secetoase se produc succesiv pe parcursul anului, lunile secetoase cu caracter singular având un

impact relativ moderat ce poate fi compensat la nivel anual de cantităţile de apă înregistrate în lunile precedente sau următoare. În Culoarul Siretului lunile secetoase se produc în cca 50% din cazuri în mod izolat, cca 30% se produc în succesiuni de câte două, iar cca 10% din ele se produc în grupări de 3 luni succesive. Cele mai lungi intervale formate din luni succesive cu caracter secetos au ajuns la 5 (iulie – octombrie 1963 la Adjud; iunie-octombrie 1973 la Bacău; august – noiembrie 1963 la Roman). Reiese din nou în evidenţă predilecţia spre concentrarea lunilor secetoase de la mijlocul verii până spre sfârşitul toamnei.

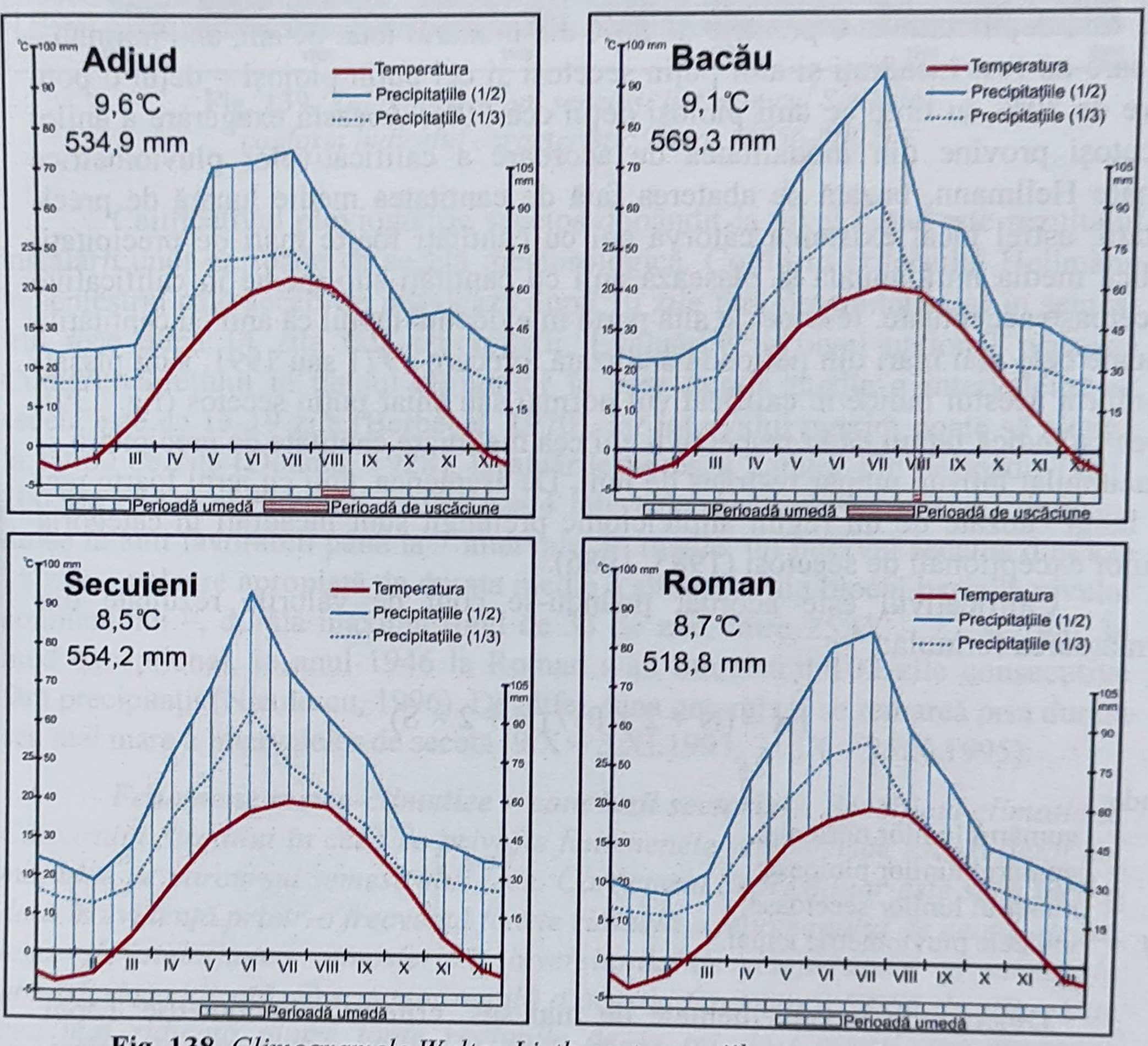


Fig. 138. *Climogramele Walter-Lieth pentru staţiile meteorologice din Culoarul Siretului (1961-2005)*

Climogramele Walter-Lieth (fig. 138) exprimă situaţia medie multianuală din care reiese, la nivel climatic, producerea unei scurte perioade de uscăciune în luna august doar în sudul şi centrul regiunii, în timp ce pe ansamblul regiunii se manifestă o reducere a rezervei de umezeală în intervalul

august-octombrie. Sub aspect agricol se remarcă aici evident o rezervă satisfăcătoare de apă în perioada maximului pluviometric ce corespunde cu fenofazele de creştere a plantelor din culturile de primăvară şi cu cele de fructificare a plantelor din culturile de toamnă, ambele necesitând o cantitate mare de apă.

Pentru o analiză mai detaliată a anilor ploioşi şi secetoşi din Culoarul Siretului pentru perioada 1956-2005 s-a calculat indicele pluviometric caracteristic Topor, indice apreciat pe baza calificativelor pluviometrice Hellman la nivel lunar.

Acordarea calificativelor pluviometrice conform acestei formule (Topor, 1964) conduce la o imagine care scoate în evidenţă o predominare a anilor secetoşi care deţin cumulat o pondere de 50% din numărul total de ani, anii normali – în care au fost încadraţi şi anii puţin secetoşi şi cei puţin ploioşi – deţin o pondere de 20%, în timp ce anii ploioşi deţin cca 30%. Această exagerare a anilor secetoşi provine din modalitatea de acordare a calificativelor pluviometrice lunare Hellmann, bazată pe abaterea faţă de cantitatea medie lunară de precipitaţii, astfel încât existenţa câtorva ani cu cantităţi foarte mari de precipitaţii ridică media multianuală şi plasează anii cu cantităţi sub medie în calificative secetoase accentuate. Iese pe de altă parte în evidenţă faptul că anii cu cantităţile anuale cele mai mari din perioada analizată, precum 1971 sau 1991, sunt plasaţi conform acestui indice în calificativul normal sau chiar puţin secetos (fig. 139), ceea ce indică faptul că în respectivii ani cea mai mare cantitate de precipitaţii s-a acumulat într-un număr restrâns de luni. De asemenea, anii cu ierni foarte reci şi lungi cauzate de un regim antitciclonic prelungit sunt încadraţi în categoria anilor excepţionali de secetoşi (1985, 1986).

Calificativul este acordat ţinându-se cont de valorile rezultate din următoarea formulă:

$$IA = (N + 2 \times P) / (N + 2 \times S)$$

unde:
N = numărul lunilor normale;
P = numărul lunilor ploioase;
S = numărul lunilor secetoase;
IA = indicele pluviometric anual.

Dincolo de inconvenientele de mai sus, criteriul pluviometric Topor constituie un instrument util în identificarea grupărilor de ani secetoşi şi ploioşi. Se constată şi pentru Culoarul Siretului tendinţa ca anii excesiv secetoşi să fie grupaţi în intervale cu lungime mai mare decât cei excesiv ploioşi (Berbecel, 1970). Se remarcă grupările de ani secetoşi 1956-1964, 1983-1984,1985-1986 şi 1989-1990 şi o singură grupare de ani ploioşi între 1968-1972. Anii ploioşi apar singular între grupări de 2-3 ani secetoşi, aşa cum este cazul anilor 1980, 1984, 1988 sau 2005. Perioada secetoasă 1956-1964 urmează perioadei 1945-1953,

considerată cea mai lungă perioadă secetoasă a secolului XX (Bogdan & Niculescu, 1999).

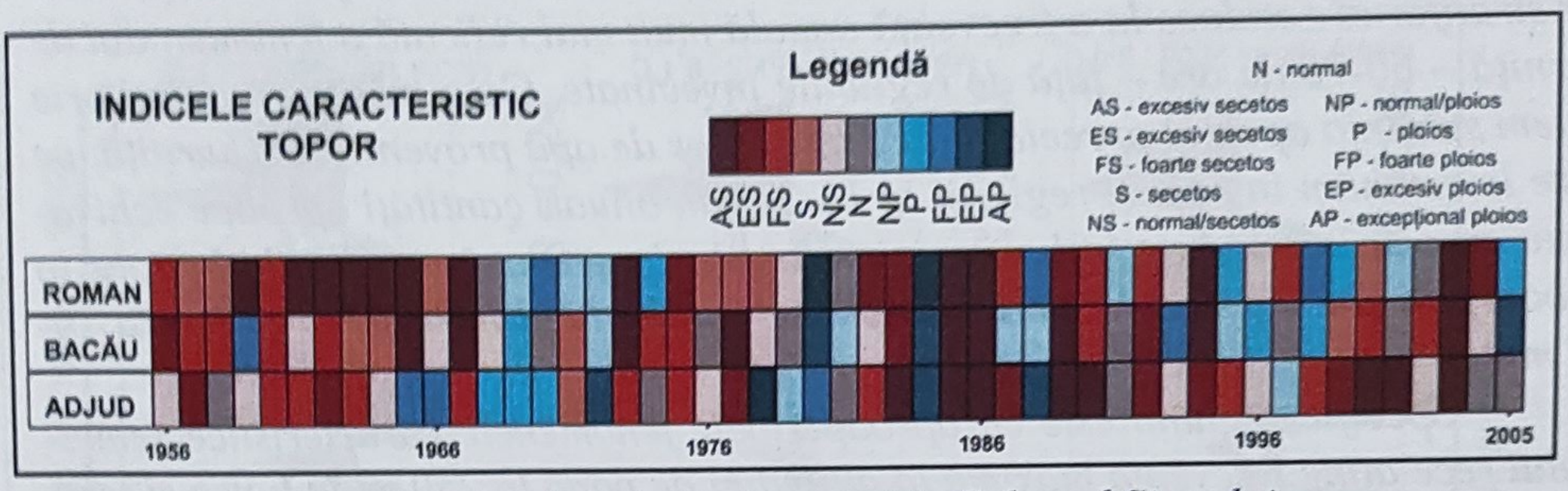


Fig. 139. *Ani ploioşi şi ani secetoşi în Culoarul Siretului conform indicelui caracteristic Topor (1956-2005)*

Calificativul pluviometric secetos dobândit la nivel lunar este rezultatul instalării unor episoade de secetă meteorologică. Conform criteriului Hellmann în semestrul cald seceta se instalează după 10 zile fără precipitaţii, iar în semestrul rece după 14 zile fără precipitaţii. Evaluările la nivel naţional plasează Culoarul Siretului în rândul regiunilor în care durata medie a intervalelor cu secetă este de 15-19 zile (Berbecel, 1970), iar intervalul maxim poate să ajungă la 50-60 de zile (Donciu, 1928). Evaluările pe baza datelor din perioada 1991-2005 în Culoarul Siretului, indică cca 4 intervale secetoase într-un an, ajungându-se în anii favorabili până la 7 intervale. În medie, un interval secetos durează 15 zile – valoare apropiată de durata medie a situaţiilor de blocaj baric la nivelul coninentului –, durata maximă fiind de 33 de zile, între 25.IX – 27.X.2000. În mod excepţional, în anul 1946 la Roman s-au înregistrat 102 zile consecutive fără precipitaţii (Niculescu, 1996). De altfel, luna octombrie se remarcă prin durata cea mai mare a intervalelor de secetă (9.X – 3.XI.1993, 31.IX – 25.X.1995).

Fenomene meteo-climatice – concluzii sectoriale. *Specificul climatic al Culoarului Siretului în ceea ce priveşte fenomenele atmosferice este reliefat cel mai bine pe parcursul semestrului rece. Caracterul depresionar este scos încă o dată în evidenţă printr-o frecvenţă foarte ridicată a fenomenului de ceaţă, strâns legat de stabilitatea atmosferică, inversiunile de temperatură şi umezeala atmosferică ridicată. Frecvenţa anuală a acestui fenomen – 50-55 de zile – este cea mai ridicată dintre toate regiunile de la est de Carpaţi, iar dinamica specifică regiunilor de confluenţă face ca în sectorul central frecvenţa anuală a acestui fenomen să fie mai mare decât a regiunilor situate în vestul ţării (60 de zile la Bacău). Caracteristicile cantitative ale fenomenului de chiciură, alt fenomen caracteristic regiunii – sunt şi ele strâns legate de frecvenţa ridicată a ceţurilor în această regiune. Bruma şi poleiul sunt alte două fenomene care ating frecvenţe foarte ridicate în Culoarul Siretului, fiind şi acestea favorizate*

de condiţiile de stabilitate atmosferică şi inversiuni de temperatură ce caracterizează regiunea.

Favorabilitatea regiunii pentru apariţia, dezvoltarea şi persistenţa norilor stratiformi conduce la o frecvenţă anuală mult mai ridicată a fenomenului de burniţă – 60-70 de ore – faţă de regiunile învecinate. Ca o trăsătură definitorie putem sublinia aportul apreciabil al cantităţilor de apă provenite din burniţă, pe care le estimăm în cadrul regiunii la 18-21 mm anual, cantităţi aproape echivalente cu cele acumulate în luna minimului pluviometric, în condiţiile în care în Subcarpaţi sau Podişul Bârladului aportul cantitativ al burniţei se ridică la 10-12 mm.

Specific regiunii este că aproape toate fenomenele caracteristice semestrului rece ating frecvenţa maximă la altitudini de până la 250 m, în lunca şi terasele Siretului, la altitudini mai mari fenomenele încadrându-se în valori anuale apropiate de cele ale regiunilor învecinate. Condiţiile de adăpost orografic pe care le deţine Culoarul Siretului contribuie şi la o frecvenţă mai redusă a fenomenelor orajoase şi a celui de grindină faţă de regiunile învecinate.

IV.8. Variaţia de lungă durată a principalelor elemente climatice

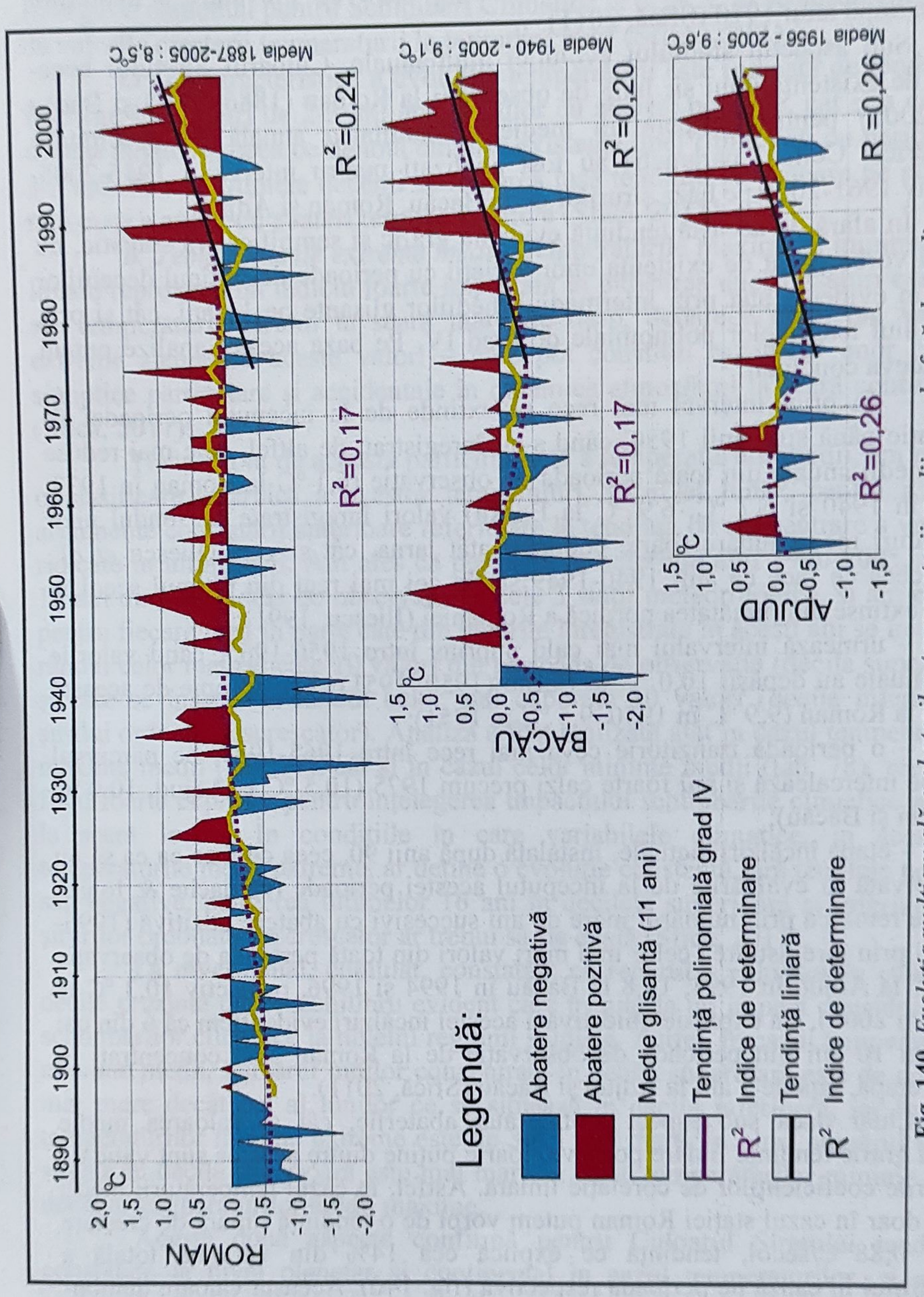
Aspectele legate de evoluţia climei sunt intens dezbătute în prezent, în contextul discuţiilor legate de problema schimbărilor climatice globale. De altfel, prin definiţie, climatul presupune intrinsec noţiunea de schimbare, deoarece la orice scară temporală există anumite variaţii în timp ale oricărui element climatic. Studiul acestor variaţii este de maximă importanţă, deoarece cunoaşterea lor poate contribui la predictibilitatea evoluţiilor viitoare.

Pentru Culoarul Siretului am analizat evoluţia sistemului climatic prin intermediul câtorva parametri-cheie ai temperaturii aerului şi precipitaţiilor atmosferice: temperatura medie anuală, temperaturile extreme medii, amplitudinea termică, numărul de zile de vară, numărul de zile de iarnă, cantitatea anuală de precipitaţii, cantitatea maximă în 24 de ore şi numărul de luni secetoase conform criteriului Walter-Lieth ($P \leq 2 \times T$). Considerăm că aceşti parametri constituie elemente-cheie ale climatului ce sintetizează trăsăturile evolutive de ansamblu, astfel încât am restrâns analiza doar la acestea, fără a lua în calcul ansamblul elementelor climatice (umezeală atmosferică, nebulozitate, vânt etc.) ale căror aspecte evolutive au fost atinse în capitolele precedente.

Analiza efectuată tratează evoluţia multianuală prin încercarea de a evidenţia, pe de o parte, eventualele tendinţe liniare de evoluţie, iar pe de altă parte, ciclicităţile care există în evoluţia oricărui element climatic.

1. ***Tendinţele de evoluţie.*** Acestea au fost analizate în formă grafică, cu ajutorul mediilor glisante şi validate prin intermediul valorilor coeficienţilor de determinare calculaţi pentru funcţiile de regresie temporală. În acelaşi scop au fost analizate abaterile faţă de media multianuală în cazul temperaturii şi cantităţilor de precipitaţii. Medota decilelor inferioare şi superioare a fost

folosită pentru a evalua tendinţa de concentrare a valorilor temperaturii la partea superioară/inferioară a ecartului de variaţie 1970.



Evoluţia multiamuală a abaterilor temperaturii medii amuale faţă de medie în Culoarul Siretului (Sfică, 2011)

Fig. 140.

a. *Temperatura medie a aerului.* Evoluţia multianuală a temperaturii medii a aerului este evidenţiată foarte clar cu ajutorul abaterilor anuale faţă de medie (fig. 140). Acestea indică o tendinţă clară de prevalare a abaterilor pozitive după anul 1970 (Sfîcă, 2011).

Sub aspectul studiului evoluţiei multianuale, Culoarul Siretului beneficiază de existenţa unui şir lung de observaţii la Roman (1886-2005) şi Bacău (1935-2005) pentru temperatura medie şi cantitatea anuală de precipitaţii atmosferice. Ceilalţi parametri au fost analizaţi pentru intervalul 1956-2005, respectiv 1961-2005 pe baza şirurilor de la Bacău, Roman şi Adjud.

În afară de această tendinţă evidentă grafic şi semnificativă statistic, nu poate fi vorba decât de existenţa unor variaţii cu perioade de ordinul deceniilor scoase în evidenţă atât prin intermediul mediilor glisante pe 11 ani, cât şi prin intermediul tendinţelor polinomiale de grad IV. Pe baza acestei analize putem trage câteva concluzii:

– un prim interval mai rece se extinde de la începutul perioadei de observaţie până spre anii 1950, când s-au înregistrat, de altfel, cele mai reduse valori medii anuale din toată perioada de observaţie (6,1 °C la Roman în 1933, 6,3 °C în 1940 şi 6,7 °C, 6,9 °C la Bacău) valori înregistrate pe fondul unor temperaturi medii lunare foarte coborâte atât iarna, cât şi vara (Iliescu *et al.*, 1989), ceea ce face ca anii 1940-1949 să fie cei mai reci din ultimul secol în regiuni extinse din jumătatea nordică a României (Iliescu, 1991);

– urmează intervalul mai cald cuprins între 1950-1965, când valorile medii anuale au depăşit 10,0 °C la Bacău (1950, 1951) şi se apropie de această valoare la Roman (9,9 °C în 1950, 9,5 °C în 1951);

– o perioadă tranzitorie ceva mai rece între 1965-1985, pe parcursul căreia se intercalează şi ani foarte calzi precum 1975 (10,5 °C la Adjud, 10,0 °C la Roman şi Bacău);

– etapa încălzirii actuale, instalată după anii 90, ceea ce face ca ea să nu fie observată în evaluările de la începutul acestei perioade (Ciulache & Ionac, 1993) se remarcă prin numărul mare de ani succesivi cu abatere pozitivă (1996-2005) şi prin înregistrarea celor mai mari valori din toată perioada de observaţie (11,3 °C la Adjud în 1994, 10,8 la Bacău în 1994 şi 1996, respectiv 10,3 °C la Roman în 2000). Ca expresie obiectivă a acestei încălziri evidenţiem că 6 din cei mai calzi 10 ani din perioada de observaţie de la Roman sunt concentraţi în această etapă, faţă de 7 ani la Adjud şi Bacău (Sfîcă, 2011).

Chiar dacă sub aspect grafic, atât abaterile, cât şi valoarea medie prezintă grafic tendinţe liniare pozitive, foarte puţine dintre acestea sunt validate de valorile coeficienţilor de corelaţie liniară. Astfel, în cazul temperaturii medii anuale, doar în cazul staţiei Roman putem vorbi de o tendinţă liniară de creştere cu cca 0,88 °C/secol, tendinţă ce explică cca 14% din varianţa totală a parametrului în cauză pe perioada respectivă (fig. 140). Această valoare demonstrează că şi la nivel regional „încălzirea sistemului climatic este inechivocă”

(IPCC, 2007). În plus, aceasta se situează cu puţin peste valoarea medie a creşterii temperaturii la nivel global, estimată în ultimul raport al Grupului Interguvernamental pentru Schimbări Climatice la 0,74 °C şi se apropie mai mult de valorile creşterii temperaturii la latitudini mari (Sfîcă, 2011).

O altă caracteristică a evoluţiei temperaturii este indicată de tendinţa de înşiruire în grupuri de 2-3 ani atât a anilor cu abateri pozitive, cât şi a celor cu abateri negative, ceea ce denotă empiric existenţa unei ritmicităţi cu perioada de 2-3 ani. Pentru ultimele decenii se remarcă însă tendinţa de grupare pe intervale mai mari a anilor cu abateri termice pozitive (Sfîcă, 2011).

b. *Temperaturile extreme medii.* Temperaturile maxime şi minime medii lunare reprezintă un indiciu foarte important în indicarea unor trăsături evolutive ale temperaturii aerului la scară mare de timp, deoarece medierea valorilor extreme atenuează aceste valori – care pot constitui rezultatul unor condiţii sinoptice particulare şi accidentale în dinamica atmosferei la scară continentală (Sfîcă, 2011).

Ţinând cont de această particularitate a temperaturilor medii, am realizat o clasificare ierarhică a acestor temperaturi, la nivel lunar, pentru a aduce argumente constatării anterioare referitoare la tendinţa de concentrare a valorilor ridicate în ultimii ani. Am ales ca perioadă de referinţă anii 1990-2005, ultimii 16 ani din perioadele de observaţie la cele 3 staţii meteorologice, şi am evaluat pentru fiecare lună în parte câte din valorile înregistrate în aceşti ani se înscriu în rândul celor mai ridicate 10 valori din perioada de observaţie (decila superioară) şi câte se înscriu în rândul celor mai coborâte 10 valori (decila inferioară a şirului ordonat descrescător). Analiza a fost realizată atât în cazul temperaturilor maxime medii (tab. 77), cât şi în cazul celor minime medii (tab. 78), rezultatul fiind foarte expresiv pentru înţelegerea impactului schimbările climatice globale la scară locală. În condiţiile în care variabilele climatice, în acest caz temperaturile medii extreme, ar deţine o evoluţie constantă fără tendinţe pozitive sau negative, ponderea ultimelor 16 ani în decilele superioară şi inferioară ale şirurilor ordonate descrescător ar trebui să fie egală (Sfîcă, 2011).

La nivel anual, cumulat, constatăm că repartiţia valorilor în cele două decile prezintă un dezechilibru evident care trimite la un impact considerabil al schimbărilor climatice la nivelul regiunii studiate. Astfel, în cazul temperaturilor maxime medii, numărul lunilor concentrate în decila superioară este de două ori mai mare decât cel al lunilor ce se situează în decila inferioară, iar în cazul temperaturilor minime extreme este de 3 ori mai mare. În plus, numărul lunilor situate în decila superioară este mai mare în cazul temperaturilor minime medii decât al temperaturilor medii maxime.

Aceste două aspecte confirmă pentru Culoarul Siretului tendinţele constatate la nivel planetar şi continental în cazul temperaturilor, şi anume creşterea semnificativă a temperaturilor din timpul nopţilor şi semestrului rece, ceea ce se resimte direct în creşterea temperaturilor minime. Din valorile lunare

se mai poate constata că încălzirea se resimte mai bine în intervalul ianuarie-august şi cel mai intens în lunile de vară pentru care valorile în decilele inferioare aproape că lipsesc în cazul ambilor parametrii. Toamna însă, valorile minime sunt mult mai frecvente printre valorile cele mai coborâte, fenomenul resimţindu-se şi în luna decembrie. Comportamentul diferenţiat al lunilor de toamnă, mai exact al lunilor din ultimul trimestru al anului (octombrie-decembrie), poate fi explicat printr-o inerţie termică ridicată ce nu poate fi explictă decât printr-o inerţie mai ridicată a condiţiilor dinamice ale atmosferei în această perioadă din an (Sfîcă, 2011).

Tabel 77. *Ponderea absolută a anilor 1990-2005 în decilele superioară şi inferioară ale temperaturilor maxime medii în Culoarul Siretului: Ds-decila superioară; Di-decila inferioară (Sfîcă, 2011)*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
Adjud	Ds	**3**	**3**	**3**	**2**	**3**	**3**	**2**	**2**	1	0	1	0	23
	Di	0	1	1	1	1	0	0	1	1	**1**	**3**	**4**	14
Bacău	Ds	**2**	**3**	**3**	**1**	**3**	**3**	**3**	**2**	1	**1**	0	1	23
	Di	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0	**3**	**4**	12
Roman	Ds	**2**	**3**	**3**	**2**	**3**	**2**	**2**	**1**	1	0	1	1	20
	Di	0	1	1	1	1	0	0	0	**2**	0	**3**	**3**	10

Perioada de observaţie – Adjud: 1956-2005; Bacău: 1940-2005; Roman: 1923-2005.

Tabel 78. *Ponderea absolută a anilor 1990-2005 în decilele superioară şi inferioară ale temperaturilor minime medii în Culoarul Siretului: Ds-decila superioară; Di-decila inferioară (Sfîcă, 2011)*

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
Adjud	Ds	**1**	**2**	**3**	**2**	2	**3**	**4**	**4**	**3**	0	1	1	26
	Di	0	1	1	1	2	0	1	0	1	0	**2**	**3**	12
Bacău	Ds	**2**	**3**	**3**	**2**	**2**	**2**	**4**	**2**	**2**	**1**	**2**	**1**	26
	Di	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0	1	0	6
Roman	Ds	**1**	**3**	**2**	**3**	**2**	**2**	**3**	**4**	**3**	0	2	1	26
	Di	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	2	**2**	8

Perioada de observaţie – Adjud: 1956-2005; Bacău: 1940-2005; Roman: 1923-2005.

c. *Amplitudinea termică* anuală indică o tendinţă grafică de scădere pe ansamblu regiunii, nesemnificativă statistic, fapt cauzat în special de creşterea temperaturilor în lunile de iarnă. Remarcăm cu ajutorul mediilor glisante că valoarea amplitudinii medii anuale a fost mai ridicată în intervalul 1940-1960, pe fondul unui contrast puternic între iernile foarte reci – precum iarna 1941-1942 – şi verile foarte calde – 1950, 1951. Mediile glisante ale amplitudinii indică o reducere a valorilor acestui parametru după anul 1975, ceea ce corespunde cu etapa mai sus-menţionată a creşterii temperaturii. Ţinând cont de importanţa amplitudinii termice medii anuale pentru definirea nuanţei climatice

în zona temperată, putem vorbi de o atenuare a aşa-numitei excesivităţi climatice sub aspect termic, prin reducerea contrastului termic dintre iarnă şi vară, fapt indicat de cele mai multe modelări climatice. În aceste sens, amplitudinea termică medie anuală de la Roman pentru intervalul 1887-1955 era de 26,7 °C, în timp ce media intervalului 1956-2005 este de 25,3 °C (Sfîcă, 2011).

d. *Numărul de zile cu temperaturi caracteristice.* Zilele de vară şi cele de iarnă au fost analizate deoarece sintetizează cel mai bine trăsăturile evolutive ale diferitelor perioade (luni, anotimpuri) de pe parcursul anului. Pe de o parte, evoluţia numărului de zile de iarnă redă fidel caracteristicile evolutive din semestrul rece, în timp ce numărul de zile de vară redă în mod similar situaţia din semestrul cald. Tendinţele grafice liniare – nici în acest caz validate statistic – sunt în conformitate cu trendul ascendent al temperaturii din ultimele decenii (fig. 147, fig. 148). În cazul numărului de zile cu iarnă tendinţa liniară nu este foarte clară, mediile glisante indicând mai degrabă o variaţie cu perioadă de 20-30 de ani, cu valori maxime în intervalele 1960-1965 şi 1980-1985.

Pentru numărul de zile de vară în schimb, tendinţa grafică de creştere este mult mai evidentă grafic, mediile glisante subliniind o creştere susţinută începând cu 1975-1980.

e. *Precipitaţiile atmosferice.* Analiza multianuală a abaterilor procentuale faţă de cantitatea medie evidenţiază, şi în cazul acestui parametru, tendinţa de grupare a anilor cu exces/deficit pluviometric (fig. 141). Se poate constata că anii deficitari pluviometric au tendinţa să se grupeze în intervale cu o mărime mai mare – 7 ani la Roman (1959-1965) şi Bacău (1948-1954), 5 ani la Adjud (1959-1963) – faţă de anii excedentari pluviometric – 6 ani la Roman (1976-1981), 4 ani la Bacău (1969-1972 şi 1955-1998) şi 5 ani la Adjud (1968-1972). Această caracteristică este specifică, de altfel, întregului teritoriu al României (*Geografia României*, vol. I, 1983). Chiar dacă anii deficitari pluviometric sunt dominanţi (55-60% din numărul total de ani), se constată că abaterile pozitive au o amploare mai mare, abaterile pozitive din anii excesiv de ploioşi (82,6% la Roman în 1991, 51,7% la Bacău şi 71,0% la Adjud în 1972) fiind mult mai mari decât cele negative din anii excesiv de secetoşi (−40% la Roman în 1887, −39,6% la Bacău în 1973 şi −45,8% la Adjud în 1986).

Tendinţele liniare de evoluţie a cantităţii anuale de precipitaţii nu indică, nici grafic şi nici statistic, eventuale creşteri sau descreşteri ale acestui parametru (fig. 149). Indicarea unor tendinţe sigure de creştere pentru NE României prin analiza şirului lung de date de la Iaşi (*Clima României*, 2008) poate fi considerată hazardată, în condiţiile în care evaluările organizaţiilor acreditate cu studiul schimbărilor climatice (Inter-gouvernamental Panel for Climate Change, 2007) nu certifică existenţa unor tendinţe clare în acest sens., ceea ce se poate spune însă destul de clar pe baza analizei evoluţiei multianuale a cantităţilor de precipitaţii din timpul iernii şi verii este că acestea au o tendinţă foarte clară de scădere la nivelul anotimpului de iarnă, confirmată pe aproape întreg teritoriul

Moldovei (Apostol, 2004, Mihăilă, 2006), în timp ce vara se poate vorbi mai degrabă de un caracter staţionar (fig. 142).

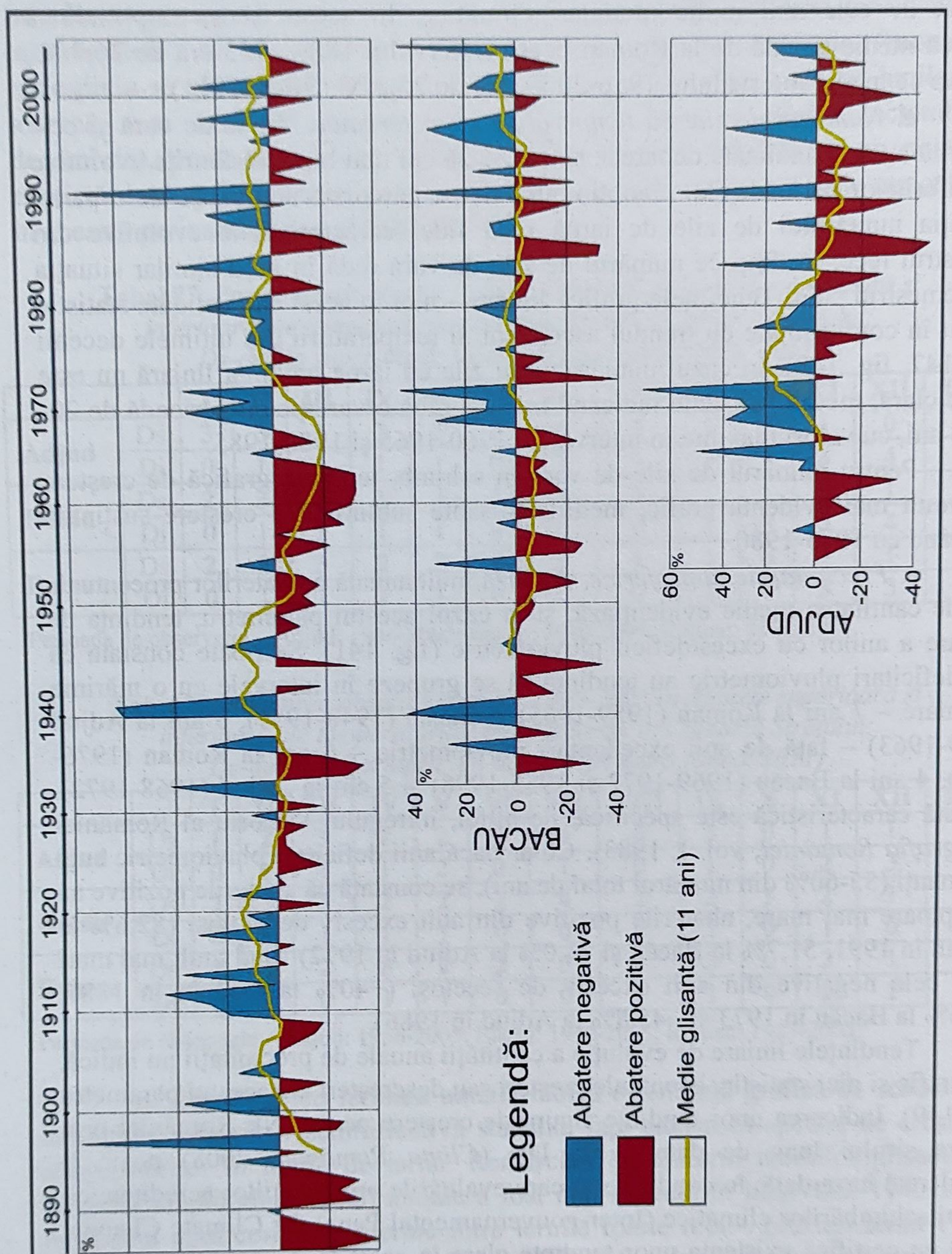


Fig. 141. *Evoluţia abaterilor cantităţilor anuale faţă de media multianuală în Culoarul Siretului*

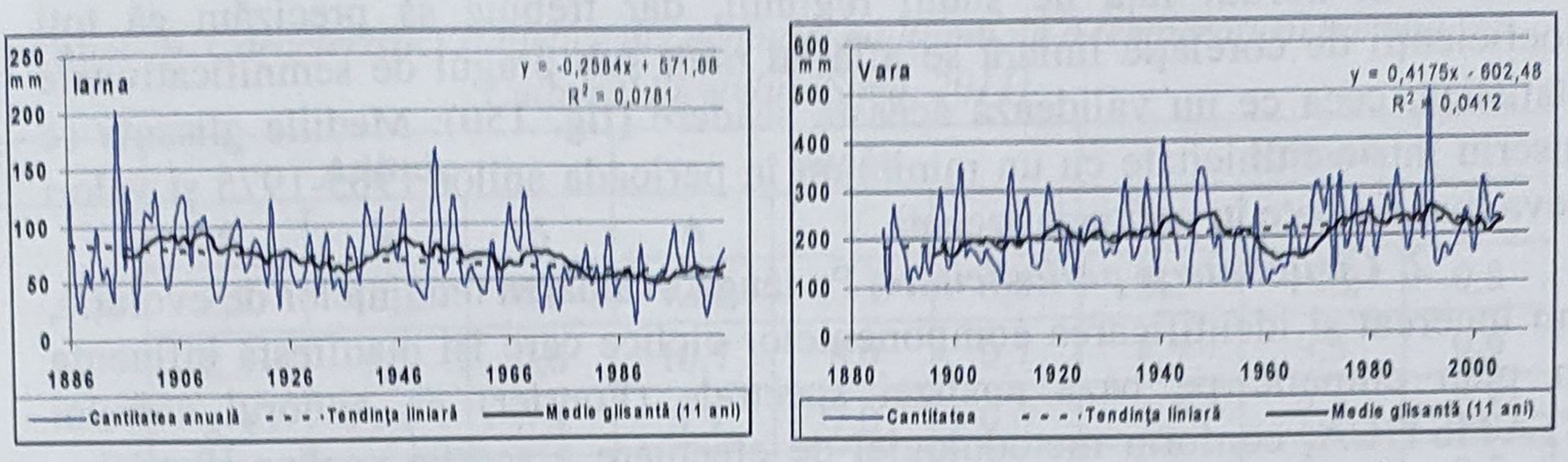


Fig. 142. *Evoluţia multianuală a cantităţilor de precipitaţii în anotimpul de iarnă şi de vară la Roman*

Scăderea din timpul iernii este specifică bazinului mediteranean şi sud-estului Europei (Schönwiese, 2003), fiind cel mai probabil cauzată de o prevalenţă a fazelor pozitive ale Oscilaţiei Nord-Atlantice care deviază circulaţiile atmosferice pluviogene spre latitudini mari în Europa (Werner, 1999).

Privite comparativ, datele dinainte de 1955 şi cele din intervalul 1956-2005, constituie un argument empiric pentru caracterul staţionar al cantităţii anuale de precipitaţii (516 mm în intervalul 1887-1955 faţă de 510 mm în intervalul 1956-2005 la Roman şi 544 mm în intervalul 1921-1955 faţă de 564 mm pentru intervalul 1956-2005 la Bacău).

Modelarea evoluţiei multianuale a cantităţii anuale de precipitaţii cu ajutorul mediilor glisante (fig. 149) evidenţiază mai degrabă o ciclicitate cu perioadă de 20-30 de ani, deceniile excedentare pluviometric (1910-1920, 1940-1950) alternând cu cele deficitare pluviometric (1930-1940, 1960-1970), ciclicităţi care se corelează foarte bine cu situaţia identificată pe ansamblul regiunii de NE a României (Dincă *et al.*, 1973, Erhan, 1988). Din perioada 1970-1980 se poate vorbi mai degrabă de un caracter staţionar în evoluţia acestui parametru în Culoarul Siretului, subliniat şi în alte studii (Ciulache & Ionac, 1993) chiar dacă la nivel naţional se discută de o tendinţă de scădere a cantităţilor de precipitaţii (Iliescu, 1992, 1994, 1996). În plus, acest caracter staţionar poate fi subliniat şi de valorile aproape similare ale deviaţiei standard la Roman pentru intervalul 1887-1955 (±125 mm) şi pentru cel dintre 1956-2005 (±117 mm).

f. *Precipitaţiile maxime în 24 de ore.* În cazul acestui parametru, caracterizat intrinsec printr-o mare variabilitate în timp, nu se poate vorbi de o tendinţă clară de evoluţie. Chiar şi mediile glisante indică un comportament spaţial deosebit de complex în evoluţia multianuală. Iese totuşi în evidenţă, pe ansamblul regiunii, perioada deosebit de ploioasă din intervalul 1969-1972, precum şi creşterea din ultimul interval de timp din nordul regiunii, la Roman şi Bacău, însă această tendinţă poate fi considerată falsă, fiind cauzată de unele valori excepţional de mari produse în ultimii ani de observaţie (290 mm în 2002 la Bacău).

g. *Numărul de luni secetoase* (conform criteriului Walter-Lieth). Tendinţele liniare grafice indică o scădere diferenţiată a acestui parametru, mai

evidentă în nordul faţă de sudul regiunii, dar trebuie să precizăm că toţi coeficienţii de corelaţie liniară se află cu mult sub pragul de semnificativitate statistică, ceea ce nu validează această scădere (fig. 150). Mediile glisante se înscriu într-o ritmicitate cu un minimum în perioada anilor 1965-1975 şi valori ceva mai ridicate în perioada recentă.

2. Ciclicitate şi periodicitate. Pe lângă evaluarea tendinţelor de evoluţie, am încercat şi identificarea componentelor ciclice care îşi manifestă influenţa în plan climatic pe baza analizei spectrale (Fourier) cu ajutorul softului STATISTICA, conform metodologiei de efectuare a acestei analize (Patriche, 2009). Existenţa ciclicităţilor poate fi dedusă intuitiv din calculul mediilor glisante, însă analiza Fourier conferă şi o apreciere cantitativ-statistică a acestora. Principalele caracteristici statistice ale analizei Fourier sunt prezentate în tabelele sintetice pentru fiecare parametru în parte.

Aceste caracteristici se referă la următoarele aspecte:

a. A = perioadele ciclurilor (armonicelor) identificate (ani) stabilite cu ajutorul coeficienţilor de corelaţie serială sintetizaţi în corelograme;

b. V = varianţa explicată individuală stabileşte în valori procentuale contribuţia respectivei armonice la explicarea varianţei totale a şirului;

c. Δ = amplitudinea ciclului;

d. T (V) – varianţa explicată a tendinţei liniare/polinomiale;

e. r^2 = varianţa explicată a seriei ajustate pe baza armonicelor cu o contribuţie semnificativă statistic la varianţa şirului;

f. ES=eroare standard (Patriche, 2005, Sfîcă, 2011).

Rezultatele sintetice obţinute în urma acestei analize pentru cele 3 staţii meteorologice din Culoarul Siretului sunt sintetizate şi prezentate în formă tabelară (tab. 79-84) şi grafică (fig. 143-148). Menţionăm că în urma analizei periodigramelor au fost selectate acele componente ciclice care participă semnificativ din punct de vedere statistic la explicarea variabilităţii totale a fiecărui parametru climatic în parte.

Până în prezent, în literatura climatologică românească s-au adus precizări referitoare la rolul ciclului de 11 ani al activităţii solare (numărul de pete solare) asupra cantităţilor de precipitaţii, concluzionându-se că activităţii solare maxime îi corespund cantităţi scăzute de precipitaţii, iar în anii „calmi” sub aspectul acestei activităţi se înregistrează cantităţi crescute de precipitaţii (Rovenţa & Nicolau, 1975). De asemenea, a fost cercetat rolul ciclurilor selenare asupra evoluţiei unor parametri meteorologici (Isaia, 2007). Contribuţii importante au fost aduse şi în identificarea ciclicităţilor existente în cazul mai multor parametrii climatici de la Iaşi şi Vaslui (Patriche, 2005).

În linii generale, constatăm existenţa unui număr mare de armonice care participă în proporţii variabile la explicarea variabilităţii totale a parametrilor studiaţi. Aceste ciclicităţi au o cauzalitate deosebit de variată, multe dinre ele rămânând neelucidate.

Tabel 79. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a temperaturii aerului în Culoarul Siretului (Sfică, 2011)*

	Adjud			Bacău			Roman		
	A	V	Δ	A	V	Δ	A	V	Δ
	2,2	17,2	0,3	12,8	13,0	0,9	2,2	17,2	0,8
	8,3	9,5	0,6	10,7	8,0	0,7	8,3	9,5	0,6
	4,5	7,3	0,5	5,3	7,0	0,6	4,5	7,3	0,5
	3,8	5,4	0,5	4,9	6,3	0,6	3,8	5,4	0,5
	10,0	3,1	0,3	2,1	3,5	0,4	10,0	3,1	0,3
T(V)	-			-			0,14		
r^2	0,43			0,39			0,27		
ES	± 0,56			± 0,66			± 0,71		

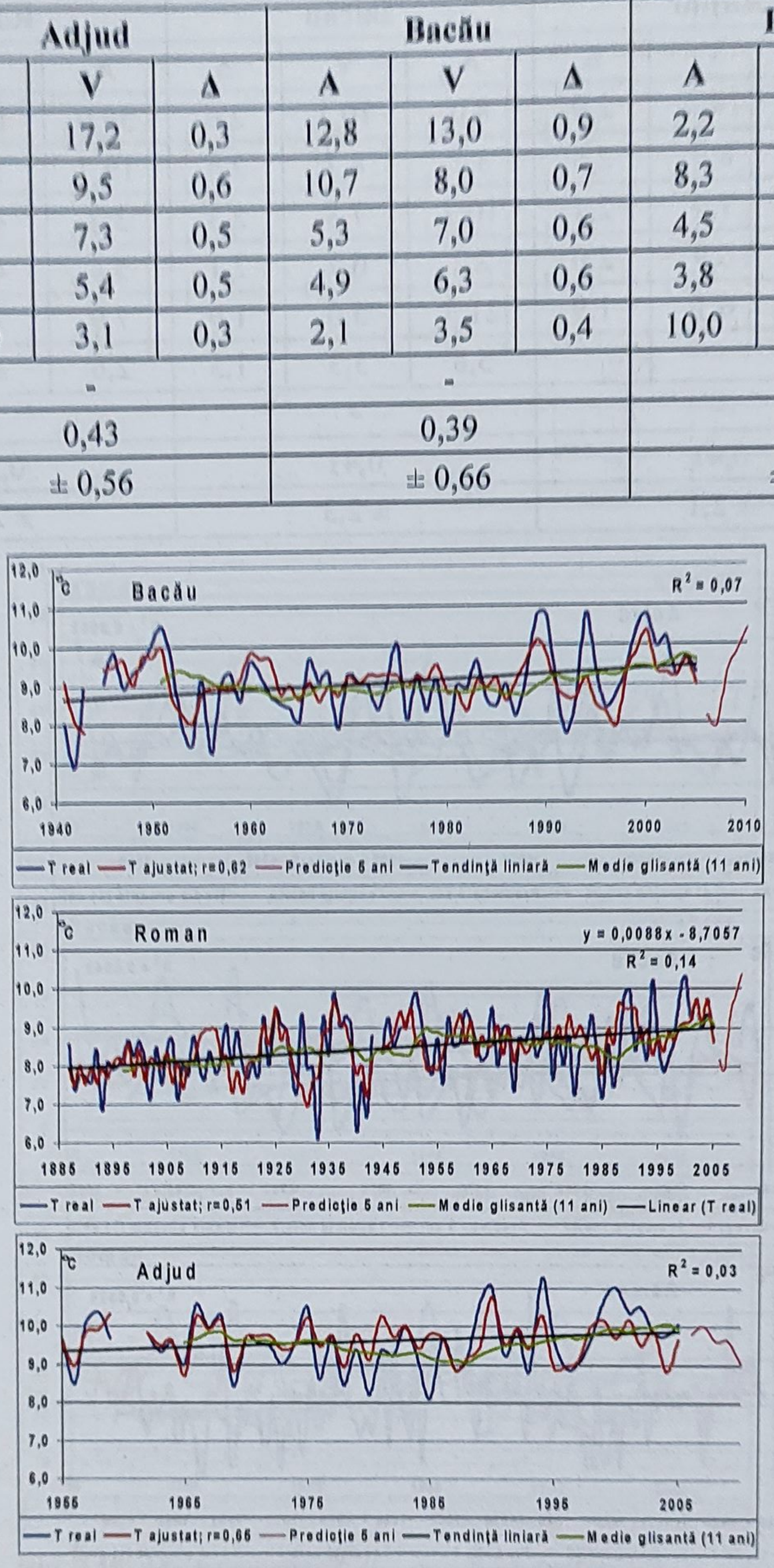
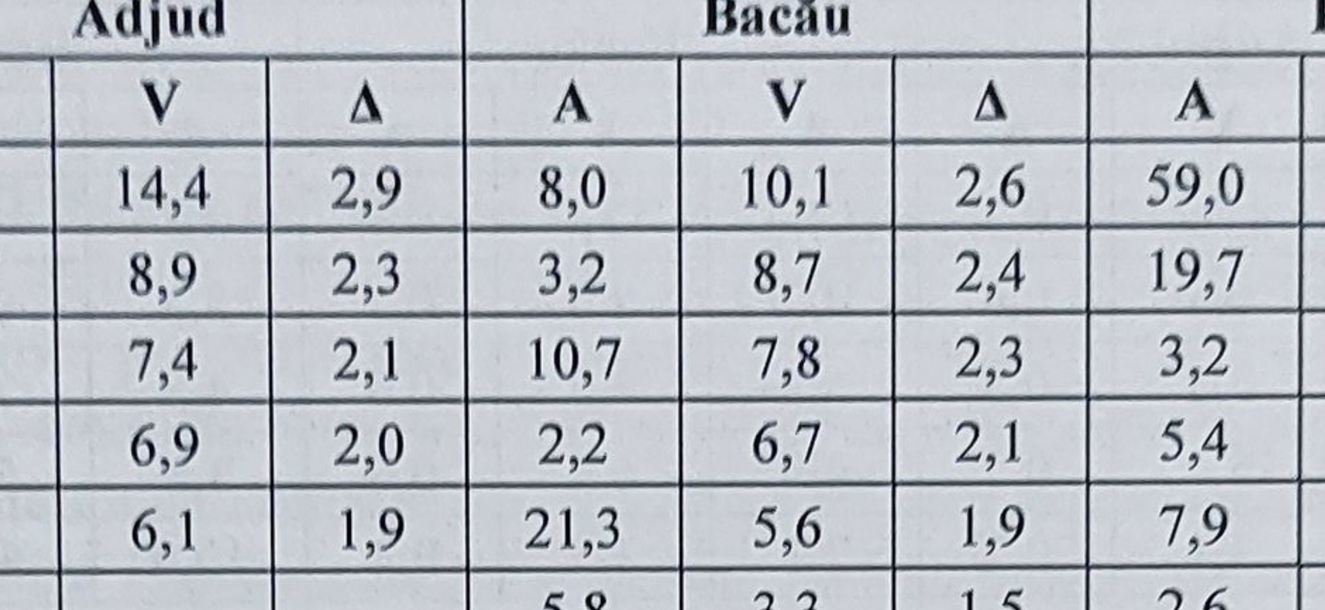


Fig. 143. *Modelarea evoluţiei temperaturii medii anuale în Culoarul Siretului prin componente ciclice (Sfică, 2011)*

Tabel 80. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a amplitudinii termice în Culoarul Siretului (Sfîcă, 2011)*

	Adjud			Bacău			Roman		
	A	V	Δ	A	V	Δ	A	V	Δ
	5,6	14,4	2,9	8,0	10,1	2,6	59,0	10,6	2,9
	16,7	8,9	2,3	3,2	8,7	2,4	19,7	5,0	2,1
	7,2	7,4	2,1	10,7	7,8	2,3	3,2	4,6	1,9
	2,6	6,9	2,0	2,2	6,7	2,1	5,4	4,1	1,8
	3,1	6,1	1,9	21,3	5,6	1,9	7,9	3,6	1,7
				5,8	3,3	1,5	2,6	3,7	1,7
T(V)	-			-			-		
r^2	0,41			0,41			0,31		
ES	± 2,1			± 2,3			± 2,5		



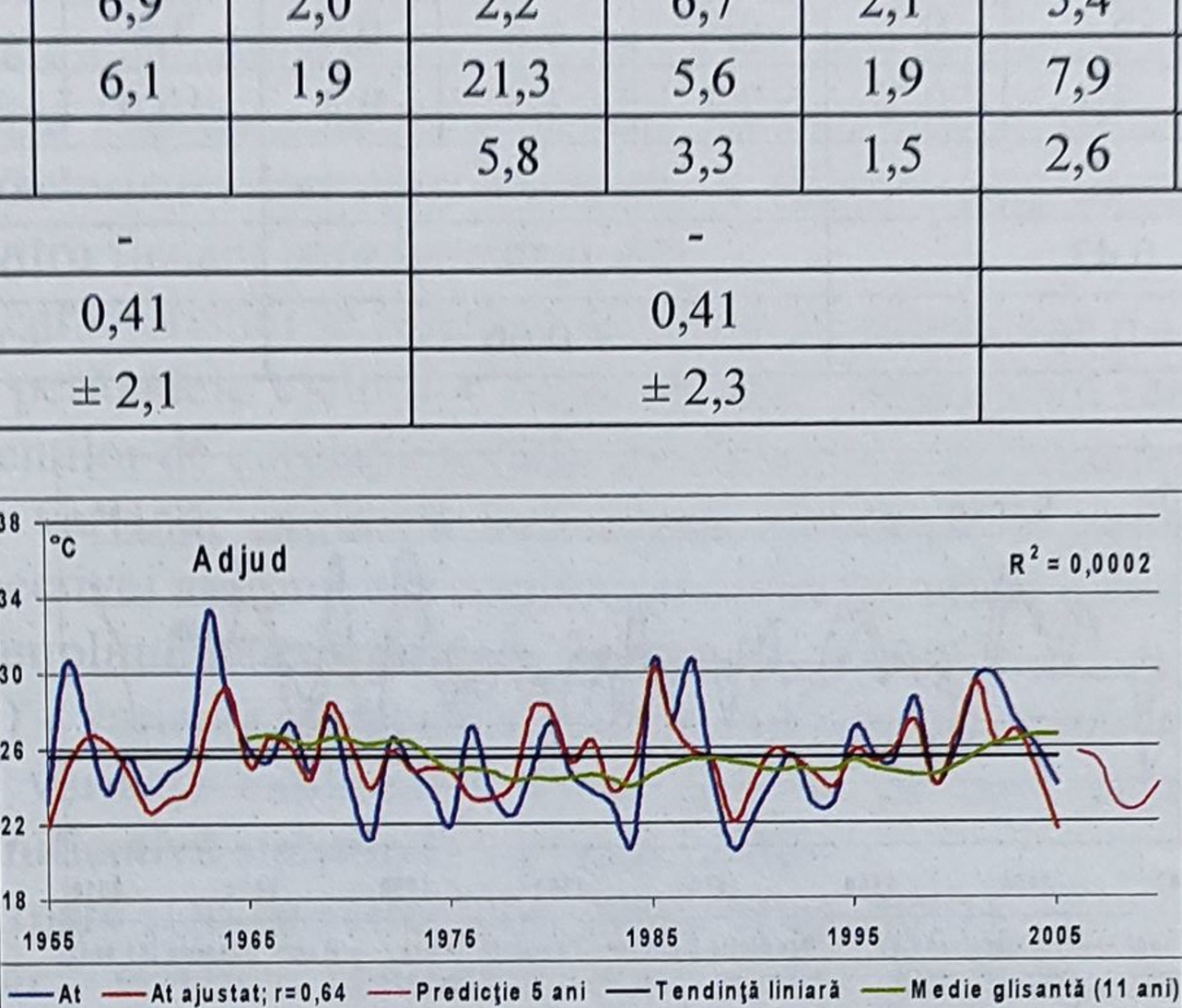


Fig. 144. *Modelarea evoluţiei amplitudinii medii anuale în Culoarul Siretului prin componente ciclice (Sfîcă, 2011)*

Tabel 81. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a numărului de zile de iarnă în Culoarul Siretului (Sfîcă, 2011)*

	Adjud			**Bacău**			**Roman**		
	A	**V**	**Δ**	**A**	**V**	**Δ**	**A**	**V**	**Δ**
	5,6	12,6	14,2	5,6	14,7	16,0	5,6	13,6	15,3
	16,7	9,0	12,1	8,3	12,3	14,7	8,3	7,7	11,8
	8,3	8,9	11,9	2,6	10,5	13,5	2,6	8,0	12,0
	2,6	8,7	11,8	16,7	7,3	11,4	16,7	6,3	10,7
	3,8	4,0	8,0	3,3	4,5	8,7	3,3	5,4	9,8
T(V)	-			-			-		
r^2	0,43			0,49			0,41		
ES	± 10,7			± 10,6			± 11,7		

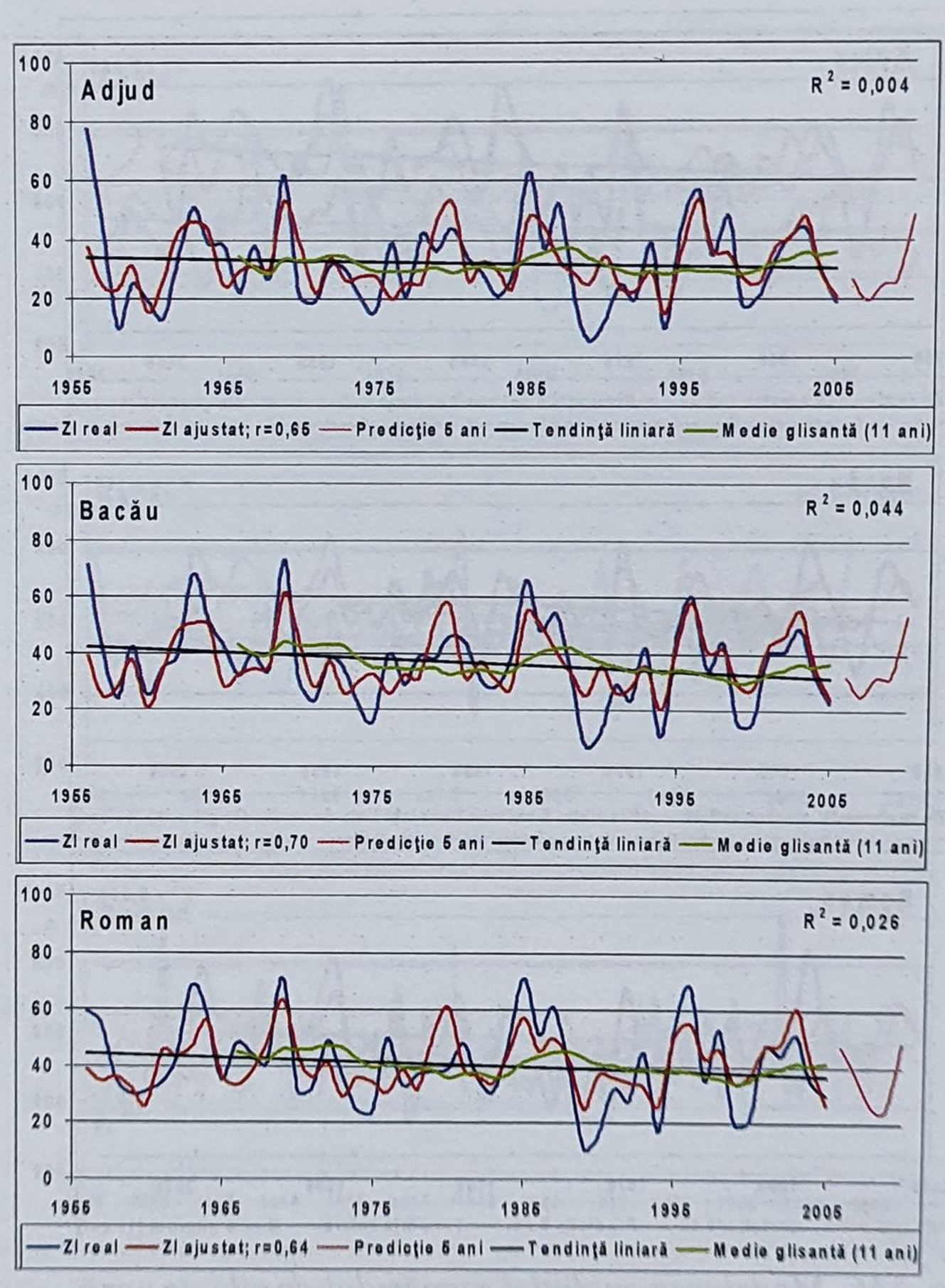


Fig. 145. *Modelarea evoluţiei numărului zilelor de iarnă în Culoarul Siretului prin componente ciclice (Sfîcă, 2011)*

Tabel 82. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a numărului de zile de vară în Culoarul Siretului (Sfică, 2011)*

	Adjud			Bacău			Roman		
	A	V	Δ	A	V	Δ	A	V	Δ
	5,6	12,6	14,2	5,6	14,7	16,0	5,6	13,6	15,3
	16,7	9,0	12,1	8,3	12,3	14,7	8,3	7,7	11,8
	8,3	8,9	11,9	2,6	10,5	13,5	2,6	8,0	12,0
	2,6	8,7	11,8	16,7	7,3	11,4	16,7	6,3	10,7
	3,8	4,0	8,0	3,3	4,5	8,7	3,3	5,4	9,8
T(V)	-			-			-		
r^2	0,43			0,49			0,41		
ES	± 10,7			± 10,6			± 11,7		

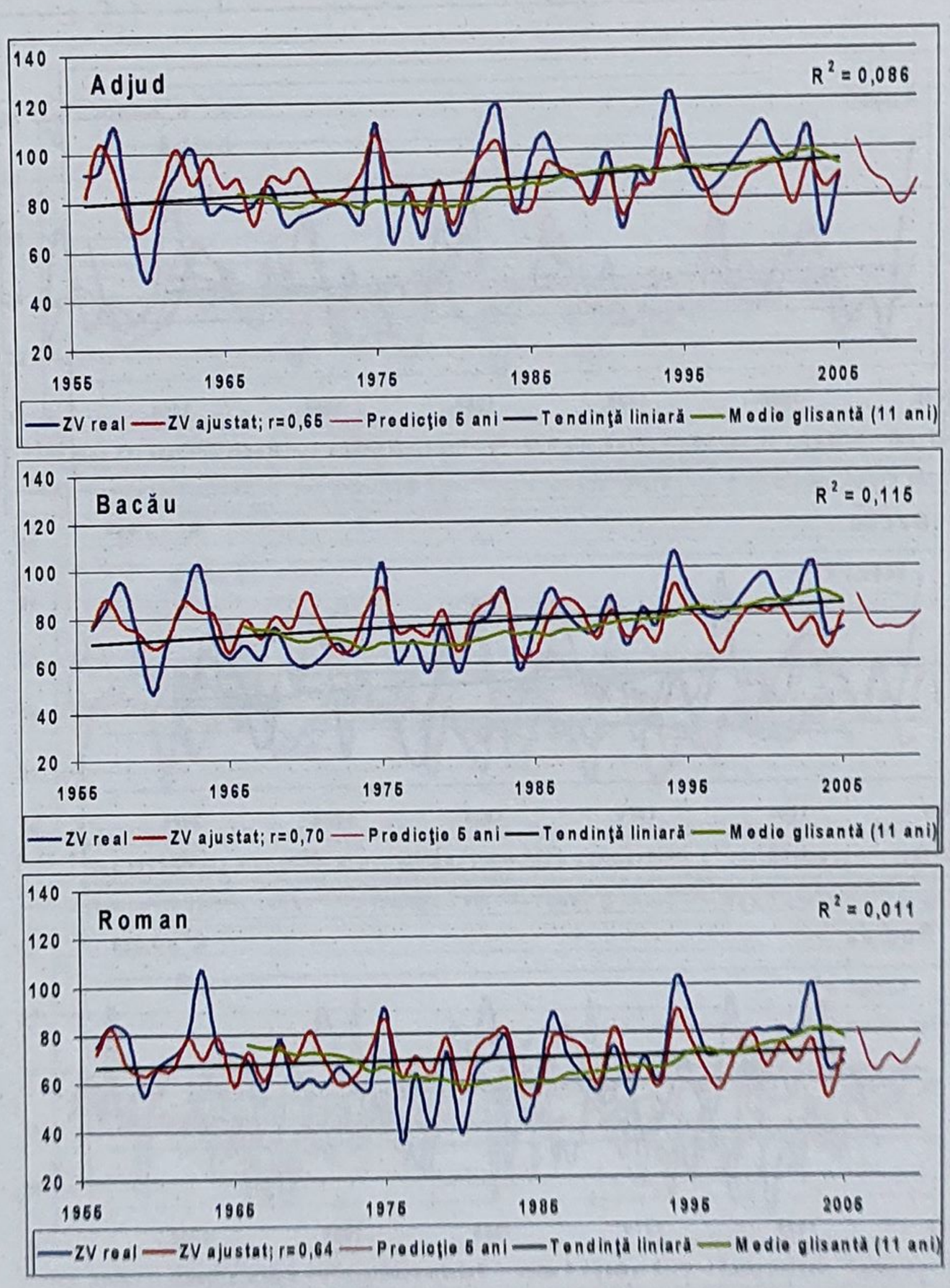


Fig. 146. *Modelarea evoluţiei numărului de zile de vară în Culoarul Siretului prin componente ciclice (Sfică, 2011)*

Tabel 83. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a cantităţii anuale de precipitaţii în Culoarul Siretului*

	Adjud			Bacău			Roman		
	A	V	Δ	A	V	Δ	A	V	Δ
	6,3	11,6	125,8	2,9	7,1	95,7	3,6	10,2	105,8
	2,1	8,7	114,9	4,7	5,4	66,9	40	4,7	34,7
	3,3	6,6	83,3	3,7	5,3	34,9	15	3,0	35,4
	12,5	5,3	93,9	10,0	4,3	61,3	8,6	4,0	74,7
							2,4	4,1	4,8
T(V)	-			-			-		
r^2	0,32			0,20			0,23		
ES	± 112,2			± 104,9			± 106,1		

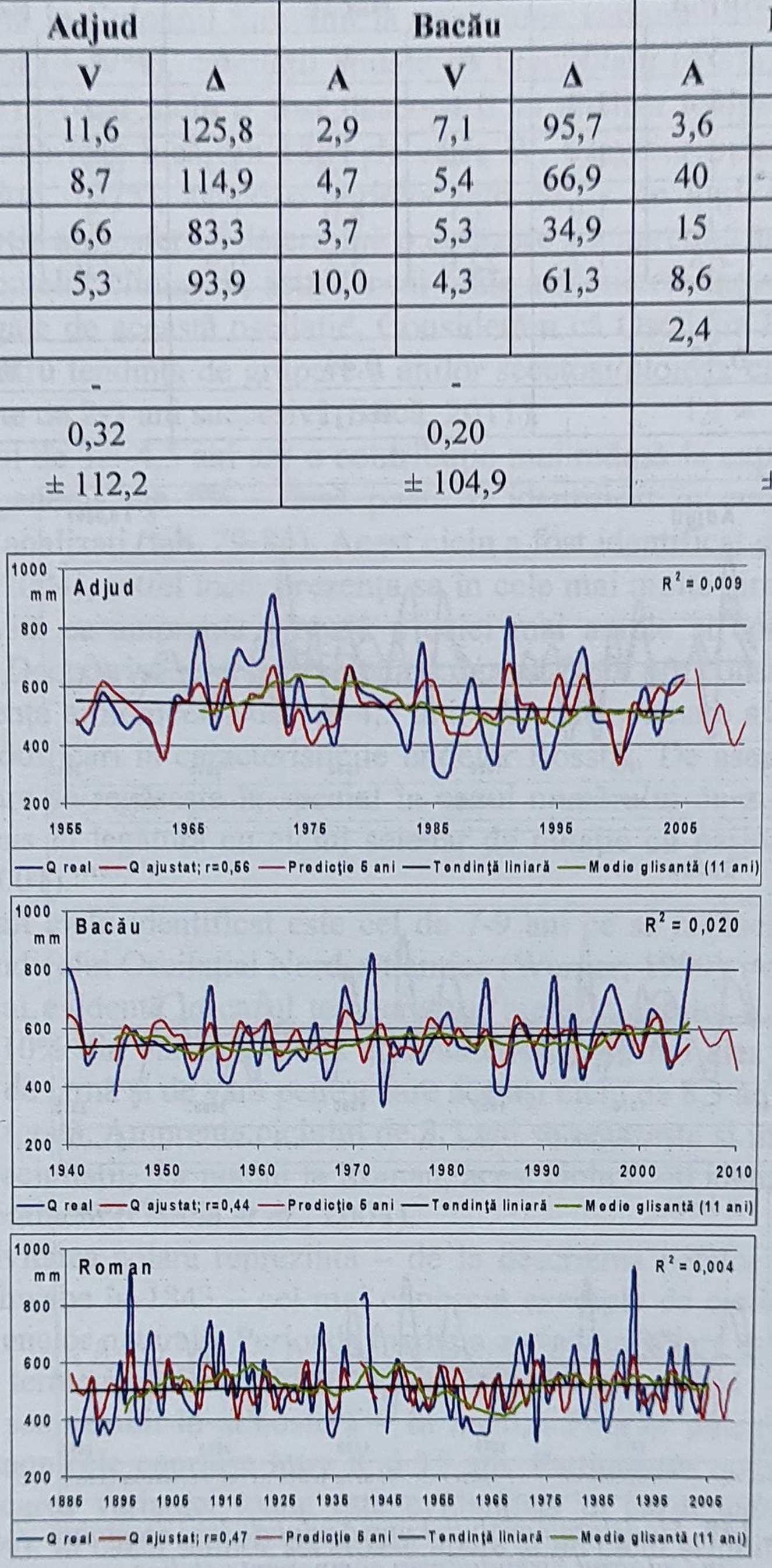


Fig. 147. *Modelarea evoluţiei cantităţilor de precipitaţii în Culoarul Siretului prin componente ciclice*

Tabel 84. *Caracteristici statistice ale evoluţiei multianuale a numărului de luni secetoase în Culoarul Siretului*

	Adjud			**Bacău**			**Roman**		
	A	**V**	**Δ**	**A**	**V**	**Δ**	**A**	**V**	**Δ**
	2,1	18,4	1,7	2,1	17,3	1,6	2,1	17,3	1,6
	6,3	10,5	1,3	3,4	12,2	1,3	6,3	2,3	0,6
	22,0	6,1	1,0	5,5	8,0	1,1	5,5	8,0	1,1
	3,4	7,8	1,2	22,0	5,2	0,9	22,0	5,2	0,9
T(V)	-			-			-		
r^2	0,43			0,43			0,33		
ES	± 1,1			± 1,1			± 1,1		

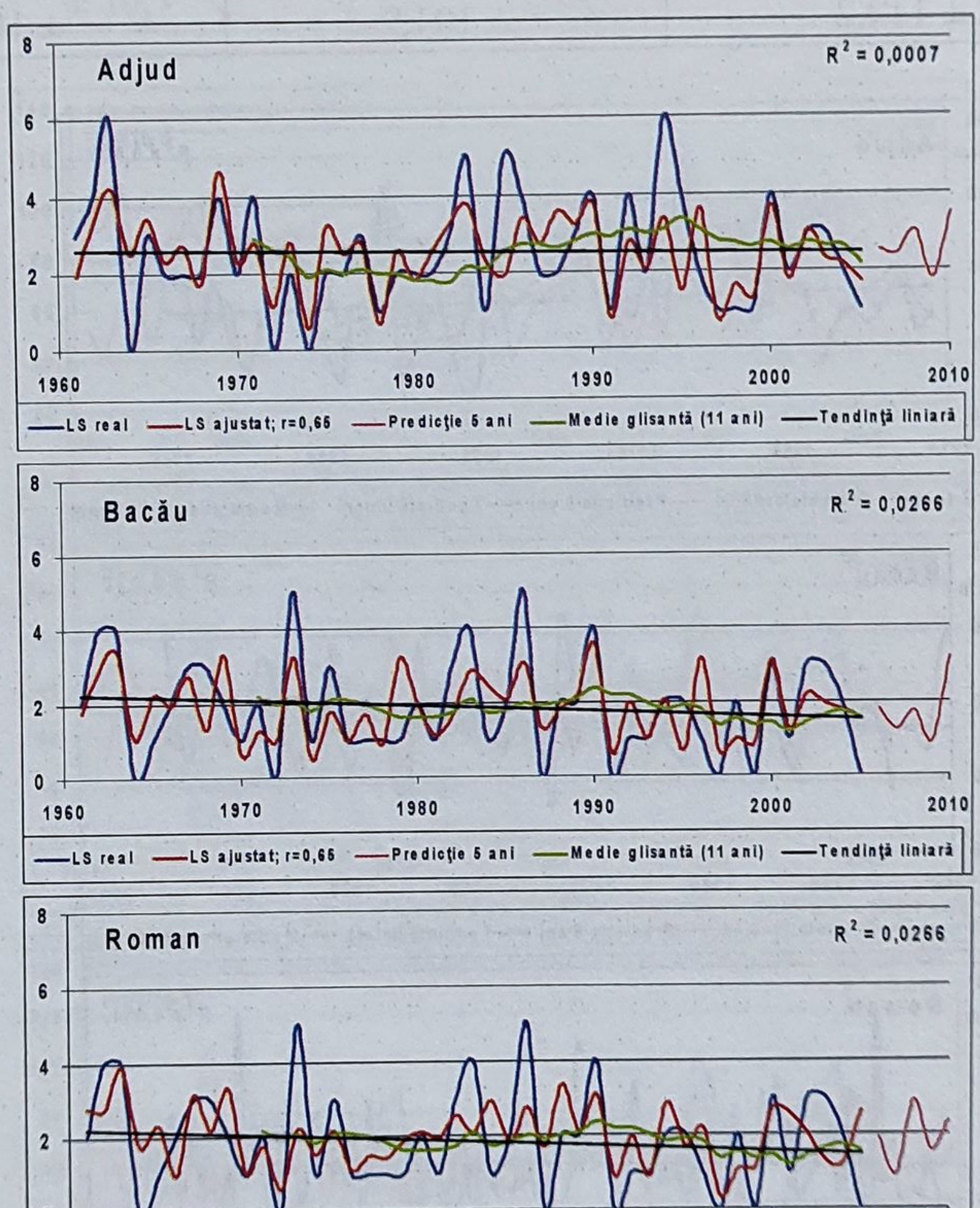


Fig. 148. *Modelarea evoluţiei numărului de luni secetoase în Culoarul Siretului prin componente ciclice*

Putem menţiona în primul rând omniprezenţa ciclului de 2-3 ani, identificat în toată Moldova Centrală (Sfîcă & Patriche, 2005), cu o contribuţie mai importantă în Culoarul Siretului la explicarea varianţei totale în cazul temperaturii medii (4-17%), cantităţii anuale de precipitaţii (4-8%) şi lunilor secetoase (9-16%). Acest ciclu a fost descoperit în analiza temperaturii pe continentul nord-american încă din 1884 de către W. Clayton şi denumită Oscilaţie Bienală (Ebdon, 1975), având o peridiocitate de 27 de luni. Circulaţia atmosferică şi inerţia atmosferică determină o defazare a amprentei acestei oscilaţii în mersul elementelor climatice, astfel încât toate armonicele încadrate între 2,1 şi 2,9 pot fi legate de această oscilaţie. Considerăm că Oscilaţia Bienală este responsabilă pentru tendinţa de grupare a anilor secetoşi/ploioşi, calzi/reci în intervale alternante de 2-3 ani succesivi (Sfîcă, 2011).

Ciclul de 3,3-4,5 ani are o contribuţie mai redusă la explicarea varianţei totale – în general sub 5% – însă poate fi identificat în evoluţia majorităţii parametrilor analizaţi (tab. 79-84). Acest ciclu a fost identificat şi în cazul ENSO (Burroughs, 2004), astfel încât prezenţa sa în cele mai multe şiruri de observaţie poate fi privită ca amprentă globală a celei mai ample şi complexe oscilaţii atmosferice. Deopotrivă, ciclurile selenare de 4 şi 8 ani pot constitui o explicaţie pentru existenţa armonicelor de 3,3-4,5 ani, ciclurile selenare având capacitatea să inducă modificări în caracteristicile undelor Rossby. De asemenea, ciclul de 16-18 ani care se regăseşte în special în cazul numărului de zile de vară şi de iarnă, este pus în legătură cu ciclul selenar de nutaţie cu perioada de 18,6 ani (Camuffo, 2001).

Un alt ciclu identificat este cel de 7-9 ani ce se regăseşte şi în analiza spectrală a indicelui Oscilaţiei Nord-Atlantice (Werner, 1999). Amprenta acestui ciclu este mai evidentă în cazul temperaturii medii a aerului (ciclul de 8,3 ani explică cca 10% din varianţa totală a parametrului) şi mai ales în cazul numărului de zile de iarnă şi de vară pentru care acelaşi ciclu de 8,3 ani explică 7-12% din varianţa totală. Amprenta ciclului de 8,3 ani se regăseşte şi în cazul cantităţii anuale de precipitaţii, dar numai la Roman, acest ciclu fiind identificat la nivelul întregului continent (Garcia *et al.*, 2004).

Activitatea solară reprezintă – de la descrierea petelor solare de către Heinrich Schwabe în 1843 – cel mai cunoscut exemplu de ciclicitate în producerea fenomenelor naturale. Perioada medie a activităţii solare este de cca 11 ani şi variază în termeni reali de la 9 la 14 ani, astfel încât – ţinând cont şi de inerţia transmiterii semnalului în atmosferă – în analiza Fourier putem asocia acestei activităţi armonicele cuprinse între 8 şi 15 ani. Participarea acestui ciclu de 11 ani la explicarea varianţei totale este evidenţiată în cazul temperaturii medii anuale (3-8%). În cazul lunilor secetoase apare şi un ciclu semnificativ de 22 de ani ce corespunde cu aşa-numitul ciclu dublu al activităţii solare, având o participare de 5-6% în varianţa totală a parametrului.

Varianţa explicată cumulată de ciclurile care au fost identificate în analiza evoluţiei multianuale diferă de la un parametru climatic la altul. Astfel, ciclurile identificate reuşesc să explice mai bine varianţa totală în cazul numărului anual de luni secetoase, numărului de zile de iarnă şi numărului de zile de vară (40-50%), însă în cazul parametrilor cu o variabilitate foarte mare în timp, aşa cum e cazul precipitaţiilor atmosferice contribuţia ciclurilor la varianţa totală este mult mai redusă (sub 25%).

Evoluţie multianuală – concluzii sectoriale. *Trăsăturile evolutive ale sistemului climatic pentru Culoarul Siretului nu pot fi desprinse din caracteristicile generale la nivel regional şi continental. Pot fi desprinse câteva aspecte generale din acest punct de vedere:*

– tendinţa de creştere a temperaturii medii anuale şi evoluţia, în sensul unei încălziri, a celorlalţi parametri ai temperaturii aerului. Din cele scoase în evidenţă, creşterea temperaturii este mai evidentă după 1970, fiind evaluată – pe baza valorilor tendinţei liniare de la Roman – la 0,88 °C în ultimul secol; existenţa incontestabilă a acestei tendinţe nu poate explica pe deplin şi cauza acesteia, care poate fi atât de origine naturală, cât şi antropică;.

– în cazul celorlalte elemente climatice nu au putut fi demonstrate statistic tendinţe pozitive sau negative de evoluţie, mersul elementelor climatice fiind guvernat de manifestări ciclice cu origini complexe, multe dintre ele discutabile şi incerte;

– dintre toate ciclicităţile care se manifestă în evoluţia elementelor climatice putem să o menţionăm ca sigură pe cea bienală care conduce la gruparea a 2-3 ani succesivi cu caracteristici omogene (cald, secetos), urmaţi de 2-3 ani cu caracteristici opuse (rece, ploios); influenţa atlantică este şi ea decelabilă prin amprenta Oscilaţiei Nord-Atlantice care se caracterizează printr-o perioadă de 7-8 ani, la acestea adăugându-se şi influenţa activităţii solare prin ciclul de 11-13 ani.

Neconcordanţa dintre tendinţele grafice de evoluţie a elementelor climatice la cele 3 staţii meteorologice din Culoarul Siretului, precum şi perioadele diferite ale armonicelor care indică acelaşi ciclu constituie un indiciu al influenţei factorilor locali în evoluţia sistemului climatic.

Capitolul V

INDIVIDUALITATEA CLIMATICĂ A CULOARULUI SIRETULUI

V.1. Regionarea climatică

Încadrarea climatică a Culoarului Siretului trebuie realizată în contextul general al clasificărilor climatice la nivel naţional şi european. Dificultatea unei încadrări climatice clare rezultă din specificul continentului european al cărui relief plat de la nord de lanţul alpino-carpatic conduce la o trecere progresivă de la climatul oceanic la cel continental. În acest fel, limita dintre oceanic şi continental este dificil de trasat cu exactitate, Europa Centrală fiind încadrată deopotrivă în cadrul climatului oceanic sau continental în funcţie de autori. Această problemă climatologică netranşată în literatura de specialitate internaţională se reflectă şi în clasificările climatice româneşti.

În climatologia românească problema regionării a fost abordată pe baza a două mari principii:

a. Clasificările *climatografice* – au fost dezvoltate de la principiile clasificării climatice Köppen (1936), Otetelişanu, 1928, Dissescu, 1951 – plasează cea mai mare parte a teritoriului României în tipul climatic Dfbx. Acest tip climatic este denumit şi *umed continental cu veri calde* şi este indicat ca tipul climatic caracteristic al Europei Centrale şi de Est. Trăsăturile generale ale acestui subtip climatic sunt date de contrastul apreciabil sub aspect termic dintre lunile de vară şi de iarnă (D), fără caracter de sezonalitate în distribuţia cantităţilor de precipitaţii în timpul anului (f), mai mult de patru luni cu temperaturi mai mari de 10 °C (b) şi maximul pluviometric la sfârşitul primăverii şi începutul verii (x).

În aceeaşi categorie poate fi inclusă clasificarea climatică din *Monografia geografică a României*, realizată de Şt. Stoenescu (1960), în care pe baza parametrilor climatici – cantitatea anuală de precipitaţii şi amplitudine termică media anuală – Culoarul Siretului este încadrat în sectorul de provincie cu climă continentală, subtipul cu climă de dealuri. Chiar dacă problema continentalismului a mai fost abordată şi anterior (Ioan, 1930), această regionare indică pentru prima dată în literatura climatologică românească existenţa unui tip de climă continental. În aceeaşi perioadă, I. Gugiuman *et al.* (1960) încadrează Culoarul Siretului în provincia continentală de climă şi în subregiunea de luncă şi şesuri.

Existenţa climatului continental este ulterior (re)argumentată de clasificările climatice realizate în tratatele de geografie fizică, precum V. Mihăilescu (1969) în care clima întregii ţări este considerată *temperat continentală,* Culoarul Siretului fiind încadrat la climatul temperat continental cu acccente excesive. Cantităţile de precipitaţii mai mici de 500 mm şi valorile unor indici de ariditate

stau la baza acestei încadrări. În aceste lucrări se insistă asupra caracteristicilor de continentalism accentuat pentru regiunea de la est de arcul carpatic, unde se încadrează şi Culoarul Siretului (Roşu, 1971).

Puţine sunt lucrările din această perioadă, care să pună la îndoială trăsăturile de continentalism ale teritoriului României, indicând un continentalism moderat pe fondul climatului temperat (Tufescu, 1974), menţionându-se că titulatura de temperat continental este *vagă şi inexpresivă*.

Celelalte lucrări de acest gen indică, într-un limbaj mai vag, caracteristicile temperat continentale moderate, excesivităţile climei continentale fiind moderate de mase de aer oceanic, sosite dinspre vest şi sud (Ujvari, 1972), Culoarul Siretului fiind încadrat într-un aşa-numit climat al *provinciei est-europene*.

b. O altă categorie este cea a clasificărilor *dinamice* iniţiate de către şcoala de topoclimatologie românească, în care se punea accentul pe identificarea unor sectoare de provincie, delimitate pe seama diferenţierilor induse de circulaţia atmosferică pe fondul contrastului est-vest generat de prezenţa lanţul carpatic (Neamu *et al.*, 1970, Bogdan *et al.*, 1976, Bogdan, 1983). În aceste clasificări, Culoarul Siretului, prin poziţia sa la est de arcul carpatic, deschis influenţei maselor de aer de origini continentală, este încadrat regiunilor cu climat continental, denumirile variind de la *climat cu influenţe estice* (Neamu *et al.*, 1970), la *climă continentală cu nuanţe de excesivitate* (Bogdan, 1977) până la climat cu caracter de ariditate.

O opinie distinctă faţă de aceste clasificări plasează România în cadrul unui *climat de tranziţie* (Ciulache, 2004), cu diferite sectoare impuse de prezenţa lanţului carpatic. Această clasificare se încadrează cel mai bine în clasificările la nivel european (Vigneau, 2000). În aceste clasificări climatul de tranziţie – denumit semioceanic (Vigneau, 2000) sau chiar oceanic, în condiţiile în care climatul ţărmului atlantic este considerat hiperoceanic (Beltrando, Chémery, 1995) – se extinde în interiorul Europei până la limita dintre vegetaţia de pădure şi silvostepă. În acest fel, teritoriul României este plasat la periferia acestui tip climatic, acolo unde manifestările continentalismului devin marcante, clima regiunii cuprinse între Munţii Balcani şi Marea Baltică fiind considerat varinta ce mai continentalizată a climatului oceanic (Troll & Pfannen, 1964).

Ţinând cont de cele menţionate mai sus optăm pentru definirea climei Culoarului Siretului drept *climă temperată de tranziţie* pe baza unor considerente pe care le prezentăm în continuare.

1. *Indicele Gorczynski* constituie un indicator foarte valoros pentru aprecierea gradului de continentalism. Acesta se bazează pe valorile amplitudinii, ţinându-se cont de poziţia latitudinală, conform formulei:

$$K_G = 1.7 \frac{A}{\sin \varphi} - 20.4$$

unde:
A = amplitudinea medie anuală;
φ = latitudinea.

Valorile *indicelui de continentalism Gorczynski* în Culoarul Siretului (tab. 85) cresc de la nord la sud (35,2 la Roman şi 36,3 la Adjud), ceea ce reflectă influenţele atlantice mai accentuate din nordul regiunii, în timp ce spre sud, altitudinile mai reduse şi adăpostul carpatic mai eficient conduc la o creştere a gradului de continentalism. Aceste valori sunt cu 2-3 unităţi mai reduse decât cele de la nivelul culmilor, reflex direct al caracteristicilor distribuţiei temperaturii în contextul depresionar al regiunii.

Tabel 85. *Diferenţieri continentale ale indicelui de continentalism Gorczynski raportate la Culoarul Siretului*

Berlin	Varşovia	Lvov	Cernăuţi	Roman
18,3	24,8	31,0	34,4	35,2
Dijon	Szeged	Bacău	Nikolaev	Astrahan
21,9	33,7	35,1	45,4	50,1

2. Valorile *indicelui de ariditate de Martonne* sunt cuprinse între 27-30, valori caracteristice ce definesc limita dintre vegetaţia de silvostepă şi cea a pădurii de fag, formaţiune vegetală caracteristică Europei Centrale. În plus, valorile de la altitudine din Culoarul Siretului sunt mai mari, pădurile de fag reprezentând vegetaţia naturală a regiunii.

Prezenţa insulei de silvostepă din nordul regiunii pe aliniamentul Strunga – Piatra Neamţ constituie un rezultat al unei dinamici complexe a formaţiunilor barice generatoare de precipitaţii pe cuprinsul Moldovei. În primul rând, în condiţii în care circulaţia vestică este deviată spre nordul Europei, capetele de front rece ale ciclonilor atlàntici cu traiectorie vest-est pot determina precipitaţii doar în nordul Moldovei, până la nivelul aliniamentului mai sus-menţionat (fig. 149). Pe acest principiu, cantităţile de precipitaţii ar trebui să scadă continuu de la nord la sud. Însă, sudul regiunii primeşte precipitaţii mai bogate aduse de ciclonii mediteraneeni, ceea ce se reflectă în prezenţa din ce în ce mai atenuată a minimului pluviometric secundar de la sud la nord. Astfel, sectorul de silvostepă identificat de Enculescu în inima Moldovei în anii 1920 poate fi explicat prin eficienţa pluviometrică mai redusă în cadrul regiunii atât a ciclonilor atlantici ce afectează mai mult nordul Moldovei, cât şi a ciclonilor mediteraneeni ce afectează mai mult sudul Moldovei.

Această caracteristică a deplasării formaţiunilor barice ciclonale faţă de teritoriul Moldovei a fost remarcată timpuriu (Gugiuman *et al.*, 1960, Militaru & Struţu, 1974) putând fi şi ea folosită ca argument pentru influenţa atlantică mai accentuată din nordul Moldovei şi pentru creşterea gradului de continentalism de la nord la sud în Culoarul Siretului. Anomaliile termice pozitive ridicate din nordul Moldovei (Apostol, 1990, Busuioc *et al.*, 2010) pot constitui şi ele un argument în acest sens. Din aceste motive, considerăm că, ceea ce numim *„influenţe baltice" reprezintă de fapt cele mai autentice şi pure influenţe* ***atlantice*** de

pe teritoriul României, nuanţa rece fiind dată de altitudinile mai ridicate şi de caracterul depresionar al multora din punctele de observaţie (aşa cum este şi Culoarul Siretului).

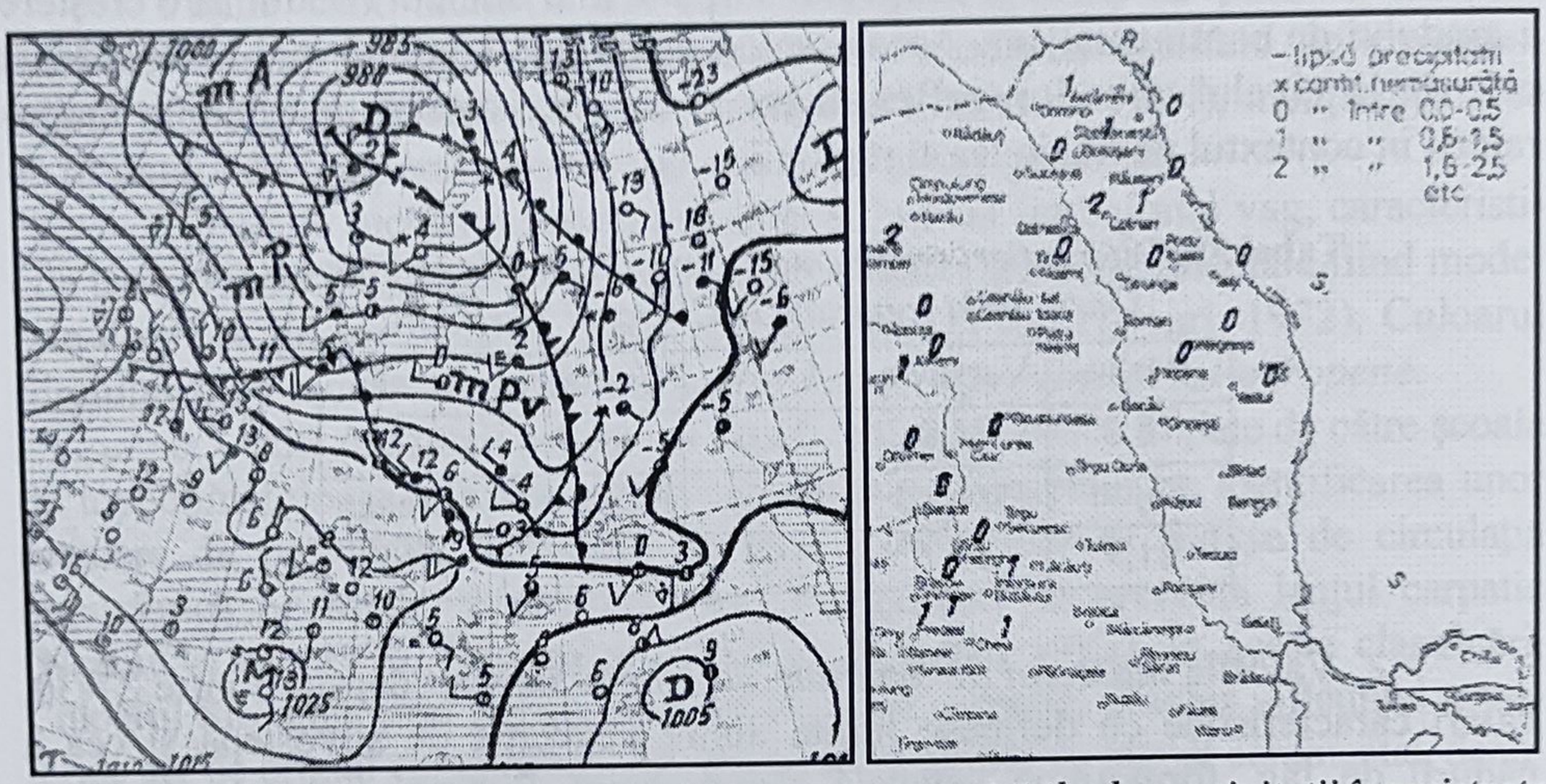


Fig. 149. *Pasaj frontal rece peste estul României şi cantităţile de precipitaţii înregistrate în Moldova la 28.03. 1997 (sursa:buletinul meteorologic INMH)*

3. Climogramele de tip Péguy pentru staţiile meteorologice reprezentative din Culoarul Siretului sunt în linii mari asemănătoare celor din climatele temperate de tranziţie, particularitatea fiind dată de producerea minimului pluviometric secundar din luna noiembrie (fig. 150). De asemenea, se remarcă deopotrivă caracterul de uscăciune al lunilor de toamnă, cantităţile din acest anotimp fiind sensibil mai reduse decât cele din timpul primăverii. Cauza acestor valori reduse este dată de persistenţa condiţiilor anticiclonale din această perioadă a anului.

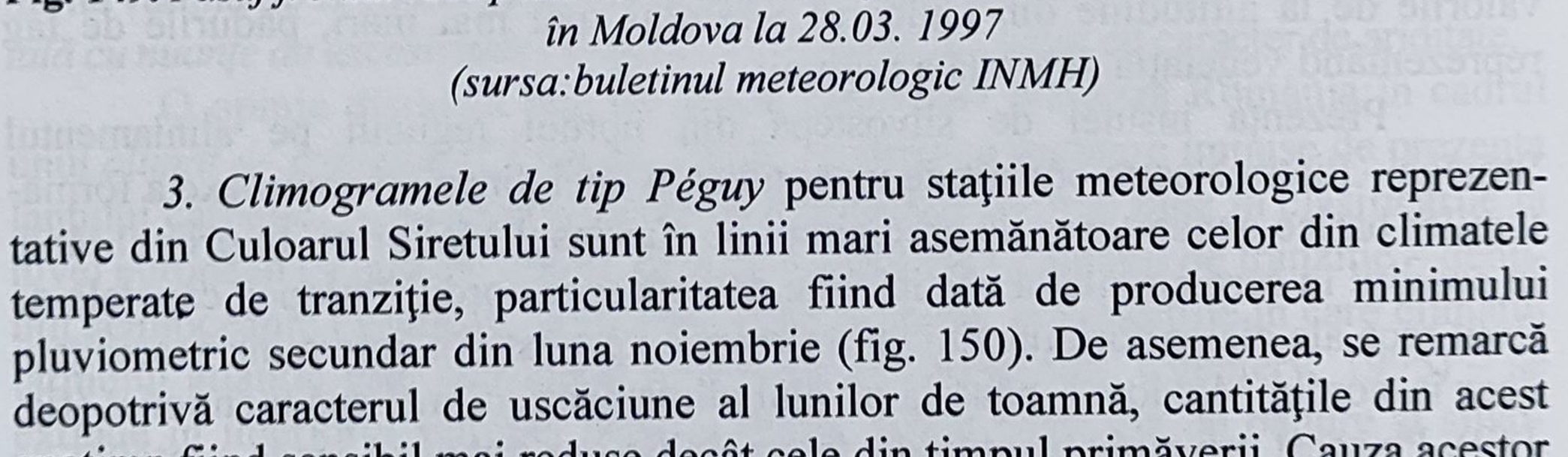


Fig. 150. *Climogramele Péguy pentru staţiile din Culoarul Siretului (1961-2005)*

În ceea ce priveşte calificativul climatic ce poate fi atribuit acestor climograme, intervalul martie-noiembrie are caracteristici temperate tipice,

lunile cele mai calde din an neatingând calificativul de ariditate pe fondul unor cantităţi de precipitaţii relativ suficiente. Lunile de iarnă au toate caracter glacial (temperatură medie ≤ 0 °C), iar caracterul temperat umed şi rece este caracteristic doar unei scurte perioade de trecere de la iarnă la anotimpurile de tranziţie.

Sub aspect termic, lunile de primăvară şi cele de toamnă au valori apropiate, cu un uşor avantaj pentru linile de primăvară, ceea ce ar putea denota trăsături incipiente de continentalism. Trăsăturile oceanice sunt însă şi ele prezente prin caracterul mai călduros al lunilor de la sfârşitul toamnei decât cele de la începutul primăverii, fără însă ca acest lucru să conducă şi la decalarea clasicului minim termic anual dinspre ianuarie spre februarie.

Remarcăm şi în acest caz diminuarea influenţei oceanice de la nord la sud în cadrul regiunii, contrastul cel mai puternic dintre lunile de primăvară şi toamnă fiind specific sudului regiunii.

4. Raportul dintre cantităţile semestriale de precipitaţii – *indicele Angot* – este folosit frecvent ca indicator al continentalismului pluviometric. Valorile din cadrul Culoarului Siretului, cuprinse între 2,0-2,5 ar indica un continentalism accentuat, dat fiind că valorile $\geq 1{,}75$ constituie indicator al continentalismului. În plus, evaluările la scară naţională indică NE României ca fiind aria cu cele mai accentuat grad de continetalism din ţara noastră (Apostol, 1986), contrastul pluviometric dintre cele două semestre fiind foarte puternic.

În ceea ce ne priveşte credem că acest indice este valabil, şi poate fi aplicat fără restricţie, pentru sublinierea continentalismului în regiuni în care precipitaţiile sunt generate exclusiv de formaţiuni frontale asociate depresiunilor mobile atlantice – vectorul pluviometric al influenţei atlantice – şi mişcărilor convective – vectorul pluviometric al influenţei continentale. Acest pincipiu ar împiedica aplicarea indicelui la teritoriul naţional, ţinând cont că acţiunea complexă a ciclonilor mediteraneeni generează cantităţi de precipitaţii în semestrul rece ce reduc astfel contrastul pluviometric dintre cele două semestre. Ţinând cont de acest raţionament, ne rezervăm convingerea – până la viitoare evaluări cantitative – că prin excluderea aportului ciclonilor mediteraneeni la cantitatea medie anuală de precipitaţii, Moldova ar reieşi ca cea mai oceanică regiune a României.

Dincolo de această discuţie, continentalismul climatic nu poate fi exprimat exclusiv pe seama cantităţilor reduse de precipitaţii. Astfel, în Cehia, la Brno, în condiţii de adăpost orografic se înregistrează anual 490 mm, fără a se vorbi de continentalism, aşa după cum la Smolensk, pe cursul superior al Niprului, se înregistrează 700 mm, continentalismul regiunii din urmă fiind incontestabil.

Luarea în calcul a cantităţilor de precipitaţii pentru aprecierea gradului de continetalism trebuie să se facă în tandem cu temperatura. Astfel, o raportare a amplitudinii termice anuale la ponderea cantităţilor de precipitaţii din intervalul convectiv mai-august (Estienne & Goddard, 1970) este mult mai expresivă

în sublinierea continentalismului decât folosirea exclusivă a unuia din cei doi parametri (fig. 151).

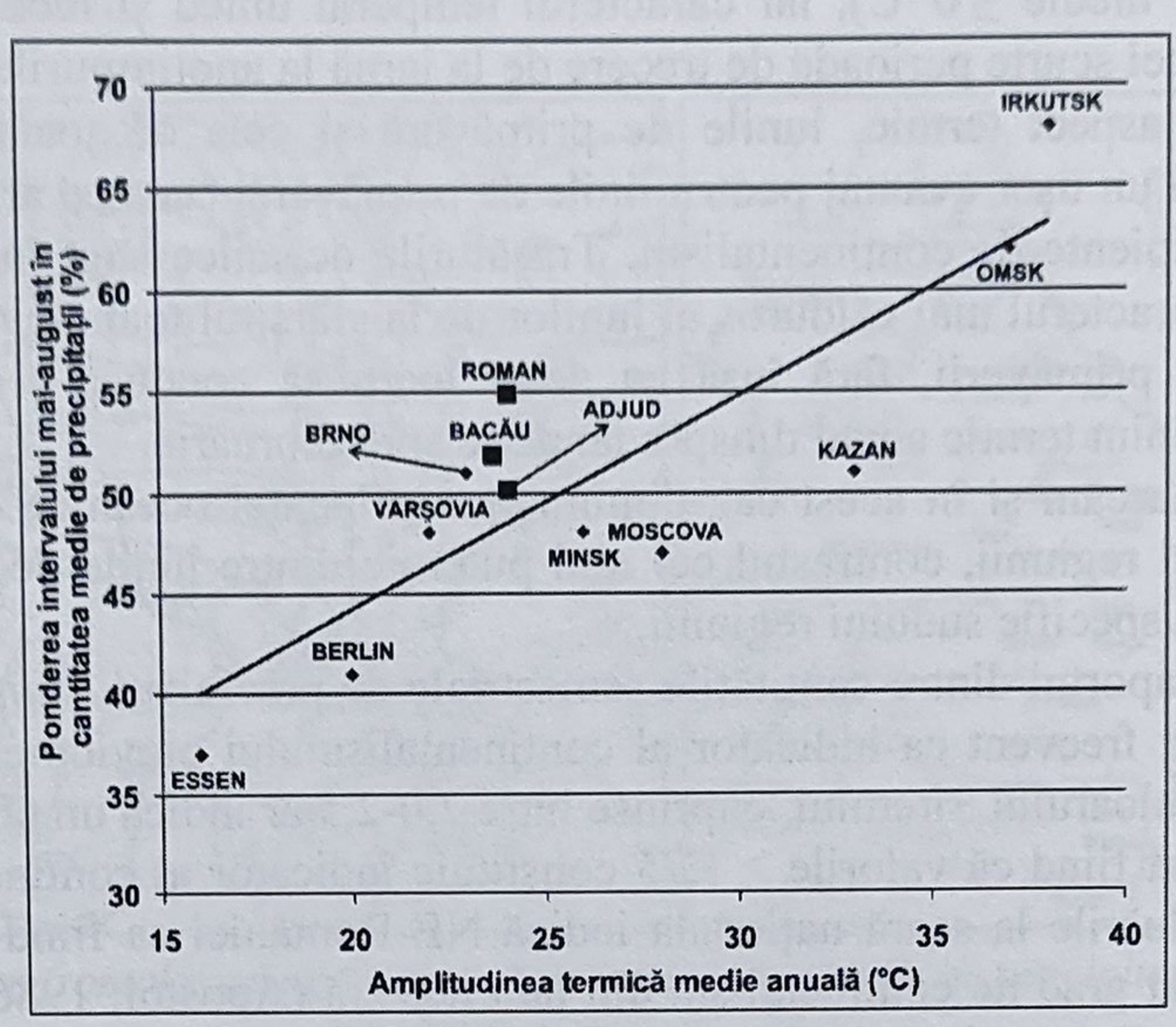


Fig. 151. *Gradul de continentalism al Culoarului Siretului în context continental*

În acest fel, constatăm că staţiile meteorologice din Culoarul Siretului descriu condiţii asemănătoare celor din regiunea climatului temperat de tranziţie, amplitudinea anuală menţinându-se la sub 28 ° – pragul continentalismului după Péguy – iar ponderea intervalului menţionat în cantitatea medie anuală de precipitaţii este destul de ridicată.

În concluzie, Culoarul Siretului este caracterizat printr-o *climă temperată de tranziţie*, specifică întregii ţări, cu o *amprentă regională specifică indusă de adăpostul carpatic* şi o *amprentă locală indusă de caracterul depresionar al regiunii.*

V.2. Importanţa climei pentru populaţia şi economia regiunii

Rolul climei în definirea trăsăturilor scoial-economice ale unei regiuni este incontestabil, însă pentru Culoarul Siretului acest rol este şi mai accentuat. Trebuie să apreciem mai întâi că populaţia regiunii studiate este de aproape 500.000 de locuitori, cea mai mare parte fiind concentrată în centre urbane de talie mijlocie. Importanţa economică a regiunii rezultă din rolul regiunii ca axă principală de legătură dintre sudul ţării şi nordul Moldovei.

În primul rând, influenţa climei se resimte în caracteristicile populării regiunii, localităţile evitând majoritar siturile de luncă şi tinzând să se organizeze pe terase şi pe văile afluenţilor Siretului. Cel mai clar se observă această realitate

în sectorul dintre Trotuş şi Bistriţa, acolo unde vetrele satelor sunt amplasate pe glacisul de contact cu Pietricica Bacăului la altitudini ce corespund cu banda caldă a inversiunilor termice relative ce se produc în regiune şi care afectează puternic regimul termic al luncilor şi teraselor joase. Sectorul altitudinal jos al Culoarului Siretului suportă restricţii climatice legate de extremele termice pronunţate atât vara, cât mai ales iarna, dar şi de canalizarea aerului rece din direcţie nord în anotimpul de iarnă. Al doilea aspect determină orientarea caselor din satele cu sit de terasă cu „spatele la vânt", în toată regiunea.

Tot aici putem remarca un alt comportament spaţial al amplasării vetrelor de sat ce poate fi explicat, în principal, pe principii climatice. Siturile de luncă, în mod cert restrictive sub aspect climatic, sunt specifice satelor cu populaţie de confesiune romano-catolică, populaţie care odată ajunsă în această regiune a fost obligată să se instaleze fie în regiuni puternic împădurite de la poalele Culmii Pietricica, fie chiar în lunca Siretului, în regiunea Romanului. În schimb, satele mai vechi de pe afluenţii de stânga ai Siretului din Podişul Central Moldovenesc sau Colinele Tutovei sunt predominant de confesiune ortodoxă.

Economia agricolă a regiunii este şi ea marcată semnificativ de aspectele climatice. Astfel, nebulozitatea ceva mai ridiată din cadrul regiunii face din această regiune un areal important de cultură a sfeclei de zahăr, fapt ce a atras amplasarea timpurie a unor fabrici de prelucrare a zahărului la Sascut, în sudul regiunii. Sumele de grade şi datele de trecere a temperaturii prin anumite praguri termice conduc la o favorabilitate sporită pentru cltura diverselor plante tehnice. Tot în această privinţă, remarcăm faptul că glacisul de contact dintre valea Siretului şi Culmea Pietricica – regiune care, aşa cum am precizat anterior, resimte manifestarea apreciabilă a proceselor foehnale – deţine cea mai mare favorabilitate pentru viticultură şi pomicultură. Interesant este că încercările de constituire a unor plantaţii organizate de viţă-de-vie în perioada colectivistă au eşuat, soiurile nobile neatingând faza de coacere în anii ceva mai reci şi mai umezi. Pe lângă aceste trăsături specifice remarcăm şi potenţialul agroclimatic ridicat pentru culturile cerealiere.

În ceea ce priveşte activităţile industriale, menţionăm problemele de poluare induse de factorul climatic în contextul amplasării unor industrii poluante în cadrul regiunii. Astfel, amplasarea zonei industriale a municipiului Bacău în perioada economiei planificate la sud de oraş poate fi considerată defectuoasă, ţinând cont de procesele de canalizare a aerului existente aici, care în condiţii de circulaţie sudică pot determina transportarea norului de poluant emis de la combinatul de îngrăşăminte chimice peste oraş. Subliniem deopotrivă faptul că frecvenţa ridicată a calmului atmosferic ce depăşeşte 35% la toate staţiile din regiune, cu maximul din semestrul rece apropiat de 50%, constituie un factor major pentru stagnarea pe perioadă ridicată a noxelor peste vetrele aşezărilor. În condiţii de stagnare, umezeala ridicată din cadrul regiunii poate conduce la

creşterea gradului de reactivitate a unor compuşi chimici rezultaţi în urma activităţilor industriale.

În domeniul transporturilor, clima Culoarului Siretului are o acţiune defavorabilă sub numeroase aspecte. Activitatea aeroportului Bacău, cel mai mare din Moldova, este afectată în mod apreciabil de frecvenţa ridicată a fenomenului de ceaţă în semestrul rece, de foarte multe ori asociat cu depunerile de chiciură. Şi transportul rutier este afectat de acest fenomen, mai ales în sectoarele în care drumurile naţionale şi judeţene traversează sectoarele de luncă şi chiar podurile teraselor joase.

În contextul exploziei interesului pentru energia eoliană, Culoarul Siretului deţine un potenţial apreciabil în contextul amplificării vitezei vântului pe fondul procesului de canalizare specific regiunii. În condiţiile în care randamentul centralelor eoliene creşte din ce în ce mai mult, amplasarea acestora devine profitabilă în cea mai mare parte a regiunii, dar mai ales pe culmile interfluviale învecinate regiunii, precum Culmea Pietricica Bacăului, dealurile piemontane Mărgineni şi Runc şi mai ales interfluviul Siret-Răcătău. Câteva turbine eoliene au fost deja instalate în regiune la Pînceşti, la sud de Răcătău, încă din anul 2007. Suntem de părere că şi energia solară poate fi valorificată, mai ales în piemontul Pânceştilor şi în regiunea de glacis ce mărgineşte la est Pietricica Bacăului.

CONCLUZII

Culoarul Siretului, în limitele studiate în această lucrare, reprezintă o regiune cu o accentuată individualitate climatică, ce se reflectă din plin asupra tuturor componentelor de ordin fizico- şi uman-geografic. Ţinând cont de toate aspectele prezentate în această lucrare în cadrul acestei regiuni pot fi delimitate 3 compartimente distincte, modelate de morfologia regiunii. Primul compartiment este extins în nord până în dreptul localităţii Iteşti, pe terasa de confluenţă dintre Bistriţa şi Siret, al doilea compartiment cu trăsături depresionare accentuate se extinde de la Iteşti până la Poarta de la Răcăciuni, iar al treilea compartiment se extinde la sud de Răcăciuni, putând fi asemănat cu o extensie climatică a Câmpiei Române.

Aceste compartimente distincte sunt caracterizate printr-o serie de trăsături climatice comune, toate contribuind la caracterul unic al regiunii, rezultat din trăsăturile *depresionare* ce se resimt în condiţii de stabilitate atmosferică şi cele de *canalizare* ce se manifestă în condiţii de dinamică atmosferică accentuată, ambele suprapuse pe fondul *temperat de tranziţie* al climei regiunii şi al întregii ţări.

Caracterul depresionar rezultă din multiple aspecte ale parametrilor climatici, plecând de la distribuţia altitudinală a temperaturii aerului în semestrul rece, cu gradienţi termici verticali foarte reduşi din cauza frecvenţei şi intensităţii inversiunilor termice relative şi absolute din cadrul regiunii. Intensitatea inversiunilor este suficient de mare pentru ca, cel puţin în lunile de iarnă, la altitudini de 250-300 m, pe glacisul de contact dintre culoar şi Culmea Pietricica şi în regiunile similare din Colinele Tutovei să se dezvolte o bandă caldă de inversiune, bandă a cărei existenţă deţine un impact direct în specificul geografic al regiunii (concentrarea vetrelor de sat la aceste altitudini, prezenţa viilor şi livezilor).

Şi cantităţile de precipitaţii, mai ales cele din semestrul rece, indică aceste caracteristici depresionare, în lunca Siretului, acolo unde adăpostul orografic este mai accentuat, cantităţile de precipitaţii din această jumătate de an se reduc la sub 150 mm. De asemenea, valorile reduse ale cantităţilor maxime în 24 de ore contribuie la aceste caracteristici. Doar regiunile de confluenţă dintre Siret şi râurile carpatice, prin dinamica lor mai accentuată şi amestecul păturilor de aer ce facilitează condensarea primesc cantităţi ceva mai mari.

Nebulozitatea contribuie şi ea din plin la acest caracter depresionar prin norii stratiformi care au o frecvenţă ridicată în cadrul regiunii mai ales în anotimpul de iarnă. Valorile calmului atmosferic sunt specifice regiunilor depresionare, ca şi procesele foehnale ce se produc pe versanţii subcarpatici cu expunere estică. La toate acestea se adaugă un întreg cortegiu de fenomene

meteo-climatice specifice regiunii precum ceaţa, poleiul şi chiciura, fenomene care prin frecvenţă şi persistenţă aduc aminte, la o scară mai redusă, de depresiunile carpatice.

Condiţiile de *canalizare* se resimt în caracteristicile vântului care prezintă direcţii dominante în lungul văii Siretului, dar şi în lungul afluenţilor, astfel încât direcţiile dominante pe ansamblul regiunii sunt nordul, nord-vestul şi sudul. Canalizarea este un fenomen complex ce se face resimţit până peste nivelul altitudinal maxim din regiune. Pătrunderea izotermelor cu valori scăzute din timpul iernii spre sud şi al celor cu valori ridicate spre nord constituie un efect parţial al canalizării şi al dinamicii atmosferice pe axa nord-sud.

Toate aceste aspecte fac din Culoarul Siretului regiunea cu cea mai complexă fenomenologie climatică din toate regiunile similare din România (Culoarul Mureşului, Culoarul Someşului). Ca o apreciere finală, considerăm clima Culoarului Siretului de o complexitate extraordinară dată de întrepătrunderea circulaţiei atmosferice şi a particularităţilor morfologice locale, puse în contextul situării în cadrul continentului la est de culmea carpatică. Prin raportare la alte regiuni de la nivel continental clima Culoarului Siretului poate fi considerată ca fiind o *variantă depresionară de altitudini mici a climei temperate de tranziţie de la est de Carpaţi.* Un profil termic şi pluviometric asemănător caracterizează Moravia de Sud (Brno) şi nordul Ungariei (Miskolc). De asemenea, profilul pluviometric este foarte asemănător cu cel de pe teritoriul Poloniei, diferenţele de temperatură fiind date de poziţia latitudinală diferită.

BIBLIOGRAFIE

Allen R., Pereira L., Raes D., Smith M. (1998), *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56*, FAO, Rome.

Andrei Victor (1937), *Climatologia Moldovei subcarpatice*, Extras din Anuarul Lic. de Băieţi (1935-1936), Tipogr. Lumina, Piatra Neamţ.

Andriţoiu N. (1962), *Calculul radiaţiei solare directe şi consideraţii asupra regimului radiativ în România,* Culeg. de lucr. ale I.M. pe 1960, C.S.A., Bucureşti.

Apăvăloae M. (1975), *Diferenţieri topoclimatice în sectorul inferior al luncii Moldovei,* Lucr. staţ. „Stejarul", ser. Geologie-Geografie, nr. 6, Pângăraţi.

Apăvăloae M., Apostol L., Pîrvulescu I. (2001), *Caracteristici ale umezelii aerului în Subcarpaţii Moldovei*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 19-20, 1999-2000, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apăvăloae M., Pîrvulescu I., Apostol L. (1987), *Caracteristici ale inversiunilor termice din Podişul Fălticeni*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 8, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apăvăloae M., Pîrvulescu I., Apostol L. (1997), *Caracteristici ale cantităţilor de precipitaţii în 24 de ore din Subcarpaţii Moldovei şi Culoarul Siretului*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 13-14, 1993-1994, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L. (1985), *Distribuţia temperaturilor medii ale lunii ianuarie între Munţii Vrancei şi Balta Brăilei,* Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 6/1985, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L. (1986), *Consideraţii asupra raportului între cantităţile semestriale de precipitaţii în România*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 7/1986, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L. (1990), *Anomalii ale temperaturii aerului pe teritoriul Moldovei*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 9/1988, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L. (2000), *Precipitaţiile atmosferice în Subcarpaţii Moldovei*, Editura Universităţii „Ştefan cel Mare", Suceava.

Apostol L. (2004), *Clima Subcarpaţilor Moldovei*, Editura Universităţii „Ştefan cel Mare", Suceava.

Apostol L., Oprea C. (1988), *Analiza radiaţiei solare şi a temperaturii aerului în Culoarul Bistriţei şi Siretului în vederea elaborării procedeelor de protecţie anticorozivă şi a instalaţiilor hidroenergetice*, Lucr. staţ. „Stejarul", ser. Geologie-Geografie, Piatra Neamţ.

Apostol L., Pîrvulescu I., Apăvăloaie M. (1988), *Studiul condiţiilor atmosferice şi analiza aerului în zone caracteristice ale amenajărilor hidro-energetice Bistriţa-Siret*, Lucr. staţ. de cercetări „Stejarul" Piatra Neamţ.

Apostol L., Sfică L. (2004), *Consideraţii asupra ploilor torenţiale din perioada 1992-2002 în Culoarul Siretului*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 23-24/2004, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L., Sfică L. (2005), *Caracteristici ale ploilor torenţiale excepţionale în Culoarul Siretului*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Apostol L., Sfică L. (2008), *Characteristics of the fog phenomenon in the Siret Corridor and aspects of the induced climate risk*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), t. LIV, s. II, Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza", Iaşi.

Apostol L., Sfică L. (2011), *Topoclimatic wind peculiarities induced by the Siret corridor morphology*, Prace i Studia Geograficzne, t. 47, p. 483-491, Varşovia.

Arléry R., Grisollet H., Guilmet B. (1973), *Climatologie. Méthode et pratiques*, Gauthier-Villars, Paris.

Bacinschi D., Cazacu G., Dăneţ Aurelia, Rădulescu Ecaterina (1986), *Câteva consideraţii climatologice asupra iernii anului 1985 comparativ cu aceleaşi luni din ultimii 35 de ani*, Stud. şi Cerc., Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Barry R. G., Carleton M. A. (2001), *Synoptic and dynamic climatology*, Routledge, London.

Barry R. G., Chorley R. J. (2003), *Atmosphere, weather and climate*, 8th edition, Routledge, London.

Barbu, I., Popa, I. (2003), *Monitoringul secetei în pădurile din România*, Staţiunea experimentală de cultura molidului, Editura Tehnică-Silvică, Câmpulung Moldovenesc.

Băcăuanu V., Barbu N., Pantazică Maria, Ungureanu A., Chiriac D. (1980), *Podişul Moldovei. Natură, om, economie*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Băcăuanu V., Martiniuc C. (1970), *Cercetări geomorfologice asupra părţii de sud a interfluviului Moldova-Siret*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. XVI, Iaşi.

Bălescu O.I., Beşleagă N.M. (1962), *Viscolele în R. P. România*, C.S.A., I.M., Bucureşti.

Bălescu O.I., Militaru Florica (1966), *Studiul grindinii în România,* Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1964, Bucureşti.

Bălteanu D., Alexe Rădiţa (2000), *Hazarde naturale şi antropogene*, Editura Corint, Bucureşti.

Bâzâc Gh. (1972), *Probabilitatea producerii cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 de ore pe teritoriul României*, Hidrotehnica, Bucureşti.

Bâzâc Gh. (1983), *Influenţa reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României*, Editura Academiei, Bucureşti.

Beltrando G. (2004), *Les climats: processus, variabilité et risques*, Armand Colin, Paris.

Berbecel O., Stancu M., Ciovică N., Jianu V., Apetroaiei Şt., Socor Elena, Rogodjan Iulia, Eftimescu Maria (1970), *Agrometeorologie*, Editura Ceres, Bucureşti.

Beşleagă N. (1973), *Elemente de meteorologie dinamică*, I.M.H., Bucureşti.

Birmili W., Schepanski K., Ansmann A., Spindler G., Tegen I., Wehner B., Nowak A., Reimer E., Mattis I., Müller K., Brüggemann E., Gnauk T., Herrmann H.,

Wiedensohler A., Althausen D., Schladitz A., Tuch T., Loschau G. (2008), *A case of extreme particulate matter concentrations over Central Europe caused by dust emitted over the southern Ukraine*, Atmos. Chem. Phys., 8, 997-1016.

Bîrsan M.-V., Dumitrescu A. (2014): *ROCADA: Romanian daily gridded climatic dataset (1961-2013)* V1.0. Administraţia Naţională de Meteorologie, Bucureşti, doi:10.1594/PANGAEA.833627.

Blüthgen J. (1966), *Allgemeine Klimageographie*, W. de Gruyter, Berlin.

Bogdan Octavia (1978), *Fenomene climatice de iarnă şi de vară*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Bogdan Octavia (1980), *Potenţialul climatic al Bărăganului*, Editura Academiei, Bucureşti.

Bogdan Octavia (1981), *La régionalisation climatique et topoclimatique de la Roumanie*, R.R.G.G.G., ser. Géogr., t. 24, Bucureşti.

Bogdan Octavia (1983), *Criterii de bază în definirea topoclimatelor*, S.C.G.G.G., ser. geogr., t. XXX, Editura Academiei, Bucureşti.

Bogdan Octavia (1993), *Influenţe topoclimatice induse de lacurile de acumulare cu exemplificări de la Porţile de Fier*, S.C.G., t. XL, Editura Academiei, Bucureşti.

Bogdan Octavia, Teodoreanu Elena, Mihai Elena, Neamu Gh. (1976), *Principes d'élaboration des cartes topoclimatiques et leur application à la carte topoclimatique de la Roumanie (échelle 1:500000)*. RRGGG, ser. geogr., t. 20.

Bogdan Octavia, Niculescu Elena (1999), *Riscurile climatice din România*, Inst. Geogr., Editura Academiei, Bucureşti.

Bogdan Octavia, Frumuşelu Doina (2002), *România. Mediul şi reţeaua electrică de transport. Atlas geografic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Bogdan-Şeitan Octavia (1969), *Contribuţii asupra iernii din anii 1953-1954 în Câmpia Română*, Com. Geogr., SSNG, VII, Bucureşti.

Bojariu Roxana, Cotariu R. (1996), *Seasonal effects of Atlantic air-sea interaction on climate fluctuations over Southern and Central Europe*, Romanian Journal of Meteorology, 3, 1-7, INMH, Bucureşti.

Bojoi I., Ichim I. (1974), *Judeţul Neamţ*, Editura Academiei, Bucureşti.

Bossard M., Feranec J., Otahel J. (2000), *Land Cover Technical Guide – Addendum* 2000, Technical report No 40, Copenhagen (EEA), http://www.eea.eu.int

Bradu Tatiana (2004), *Clima Colinelor Tutovei*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, mss.

Brânduş C. (1996), *Asupra limitelor Subcarpaţilor Moldovei*, SCG, t. XLIV, Editura Academiei, Bucureşti.

Buiuc M. (1984), *Estimarea radiaţiei solare pe teritoriul României*, Stud. şi Cercet., „Fundamentarea meteorologică şi hidrologică a resurselor energetice neconvenţionale", I.M.H., Bucureşti.

Buiuc M. (1990), *Estimări ale depunerilor de rouă în România*, Studii şi cercetări. Agrometeorologie, I.M.H., Bucureşti.

Burroughs W.J. (2005), *Cycles and periodicities*, Encyclopedia of World Climatology, p. 309-314, Springer.

Busuioc Aristiţa, Caian Mihaela, Cheval S., Bojariu Roxana, Boroneanţ Constanţa, Baciu Mădălina, Dumitrescu Alexandru (2010), *Variabilitatea şi schimbarea climei în România,* Editura Pro Universitaria, Bucureşti.

Camuffo D. (2001), *Lunar influences on climate, Earth, Moon and Planets*, 85-86: 99-113, Kluwer Academic Publishers, Springer.

Cantemir D. (1965), *Descrierea Moldovei*, Editura Tineretului, Bucureşti.

Cazacu Gabriela (1979), *Rolul circulaţiei atmosferice şi al reliefului în producerea precipitaţiilor pe teritoriul României*, Stud. şi Cercet., partea I, Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Chémery L. (2003), *Petit atlas des climats*, Larousse, Paris.

Cheval S. *et al.* (2003), *Indici şi metode cantitative utilizate în climatologie*, Editura Universităţii din Oradea.

Conroy Jessica, Bieida S. (2006), *Teleconnections and theory,* Geos 513 ENSO: Past, present and future.

Ciovică N., Beşleagă N. (1973), *Consideraţii asupra fenomenului de viscol în România, cu referire la intervalul 11-16 martie 1973*, Terra, an XXIII, vol. 3, t. 3.

Ciulache S. (1982), *Harta climatică a lumii la scara 1:22000000*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Ciulache S. (2004), *Die klimatische Einteilung Rumäniens*, Volum omagial „Prof. univ. dr. Sterie Ciulache la 65 de ani de viaţă", Facultatea de Geografie, Universitatea din Bucureşti.

Ciulache S., Ionac Nicoleta (1993), *General evolution trend of air temperature in Romania,* An. Univ. Bucureşti, ser. Geogr., an XLII, Bucureşti.

Ciulache S., Ionac Nicoleta (1993), *Long term rainfall variation in Romania*, An. Univ. Bucureşti, ser. Geogr., an XLII, Bucureşti.

Ciulache S., Ionac Nicoleta (2003), *Dicţionar de meteorologie şi climatologie*, Editura Ars Docendi, Bucureşti.

Cristodor E., Darie Zinaida, Ranga Marina, Masichevici Georgeta, Ionescu Felicia, Mesaroş Eufemia, Curelea N. (1968), *Regimul vântului deasupra teritoriului României*, Culegere de lucrări ale I.M. pe anul 1966, Bucureşti.

Davidescu G. (1973), *Repartiţia radiaţiei solare la suprafaţa teritoriului în zona oraşului Vaslui*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", secţ. II, c., Geografie, t. XIX, Iaşi.

Davies D.R. (1978), *Blocking anticyclones*, Weather, 33 (1).

Diaconescu I. Gh. (1967), *Radiaţia efectivă în ţara noastră,* Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1965, Bucureşti.

Dincă Ileana, Patrichi Silvia, Miha Iosefina, Ţepeş Elena (1973), *Fluctuaţiile de lungă durată ale precipitaţiilor atmosferice în Moldova*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1970, Bucureşti.

Dissescu C. (1933), *Repartiţia şi variaţia nebulozităţii în România, Memorii şi studii*, vol. II, nr. 1, I.M.C., Bucureşti.

Djuric D. (1994), *Weather Analaysis*, Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. http: //www. cpc.ncep.noaa.gov/products

Donciu C. (1928), *Cele mai abundente ploi zilnice*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. VIII, nr. 11, Bucureşti.

Donciu C. (1928), *Perioadele de uscăciune şi secetă în România*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. VIII, nr. 3, Bucureşti.

Donciu C. (1929), *Ploile torenţiale din Vechiul Regat*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. IX, nr. 3, Bucureşti.

Donciu C. (1930), *Contribuţiuni la studiul precipitaţiilor în România, frecvenţa zăpezii, prima şi ultima zi cu zăpadă*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. X, nr. 2, Bucureşti.

Donciu C. (1962), *Studiul secetelor din România.* Partea I-a. *Cauzele sinoptice ale secetelor*, Meteorolog., hidrolog. şi gospod. apelor, III, 2.

Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Donisă I., Davidescu G. (1972), *Le rôle du relief carpatique dans la détérmination de quelques particularités thérmiques du territoire de la Roumanie*, Lucr. celei de a V-a Conf. de Meteorolog. a Carpaţilor, 1971, I.M.H., Bucureşti.

Donisă I., Davidescu G. (1972), *Unele particularităţi termice de pe teritoriul ţării noastre condiţionate de relieful Carpaţilor*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", secţ. II, c, t. XVIII, Iaşi.

Donisă I., Erhan Elena (1974), *Climatologia României*, Fac. Biol.-Geogr., Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Donisă I., Hârjoabă I. (1974), *Terasele Siretului între Roman şi Mărăşeşti*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. XX, Iaşi.

Dragotă Carmen-Sofia (1992), *Câteva consideraţii climatice privind repartiţia în funcţie de relief a valorilor parametrilor caracteristici precipitaţiilor atmosferice pe teritoriul României*, Stud. şi Cercet., Meteorologie, vol. 6, I.M.H., Bucureşti.

Dragotă Carmen-Sofia (2006), *Precipitaţiile excedentare în România*, Editura Academiei, Bucureşti.

Drăghici I. (1988), *Dinamica atmosferei*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Ebdon R.A. (1975), *The quasi-biennial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns.*, Met. Mag., 104, 282-297.

Enculescu P. (1920), *Studiu agrogeologic al vechii insule de stepă de la est de Piatra Neamţ*, D. S. Inst. Geol., vol. VIII, Bucureşti.

Erhan Elena (1968), *Dinamica atmosferei şi regimul vântului în zona oraşului Iaşi*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. XIV, Iaşi.

Erhan Elena (1979), *Clima şi microclimatele din zona oraşului Iaşi*, Editura Junimea, Iaşi.

Erhan Elena (1983), *Fenomenul de secetă în Podişul Moldovei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", t. XXIX, Iaşi.

Erhan Elena (1986), *Fenomenul de grindină în Podişul Moldovei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", ser. nouă, secţ. II, b. Geolog.-geogr., t. XXXII, Iaşi.

Erhan Elena (1988), *Consideraţii asupra precipitaţiilor atmosferice din partea de est a României*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 8/1987, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi.

Erhan Elena, Apetrei M., Larion Daniela (1997), *The realization of the maps representing the first and the last day with an average diurnal temperature exceding 0, 5, 10, 15 °C*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Serie nouă-Geografie, t. XLII-XLIII, Iaşi.

Erhan Elena, Gheorghiu E., Larion Daniela, Apetrei M. (1997), *The spatial distribution of the atmospherical precipitations on the territory of Moldovia,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Serie nouă-Geografie, t. XLII-XLIII, Iaşi.

Estienne P., Goddard A. (1970), *Climatologie*, Librairie Armand Colin, Paris.

Fărcaş I., Holobâcă I.-H., Alexe M. (2003), *Clima locală şi microclima*, Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Fetov V., Mihai Elena, Cristescu Ştefania (1963), *Caracterizarea climatologică a suhoveiului în Câmpia Română*, Culegere de lucrări ale I.M. pe anul 1961, Bucureşti.

Garcia N.O., Gimeno L., De La Torre L., Nieto R., Anel J. (2004), *North Atlantic Oscillation and precipitation in Galicia (Spain)*, Atmósfera, 25-32.

Gâştescu P., Zăvoianu I., Bogdan Octavia, Driga B., Breier Ariadna (1979), *Excesul de umiditate din Câmpia Română de nord-est (1969-1973),* Institutul de Geografie, Editura Academiei, Bucureşti.

Geiger R. (1966), *The climate near the ground*, Harvard University Press, Cambridge.

Georgescu Germinia, Şerbu Cornelia, Costescu Nicolae (1972), *Consideraţii meteorologice asupra rutei aeriene Bucureşti-Bacău-Iaşi-Suceava*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1970, C.S.A., Bucureşti.

Ghinea D. (1996), *Enciclopedia geografică a României*, Editura Enciclopedică, Bucureşti.

Grama M. (1960), *Frecvenţa şi cauzele ceţurilor în regiunea Bacău*, Meteorol., hidrolog. şi gospod. apelor, nr. 3, Bucureşti.

Grama M. (1961), *Vântul la sol şi în altitudine în zona oraşului Bacău*, Meteorol., hidrolog. şi gospod. apelor, nr. 1, Bucureşti.

Grama M. (1963), *Prevederea temperaturilor minime în zona Moldovei pentru cazul nopţilor senine şi liniştite*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1961, C.S.A., Bucureşti.

Grama M. (1965), *Condiţiile meteorologice care favorizează producerea şi menţinerea ceţurilor pe aeroporturile Bacău, Iaşi şi Suceava*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1963, Bucureşti.

Gugiuman I. (1970), *Câteva observaţii referitoare la durata de strălucire a Soarelui pe cer în partea de est a României*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", secţ. II, c. Geografie, t. XVI, Iaşi.

Gugiuman I. (1971), *Contribuţii la studiul climatologic al oraşelor industriale din România,* Lucr. Şt. Geografie, Institutul Pedagogic Oradea.

Gugiuman I., Erhan Elena (1975), *Contribuţii la studiul climei oraşului Bacău,* Lucr. St. „Stejarul" Geologie-Geografie, Pângăraţi.

Gugiuman I., Petraş Eugenia (1963), *Rolul dinamicii atmosferice şi al factorilor geografici în determinarea regimului temperaturii aerului în partea de est a României*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", t. IX, Iaşi.

Gugiuman, I., Pleşca Gh., Erhan Elena, Stănescu I. (1960), *Unităţi şi subunităţi climatice din partea de est a României*, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", secţ. II (Şt. naturii), t. VI, fasc. 4, Iaşi.

Hârjoabă I. (1967), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Hârjoabă I. (2005), *Sur la dynamique spatiale des principaux centres de pression atmosphérique dans la zone européenne*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. LI, Iaşi.

Hârjoabă I., Creţu Luminiţa (1984), *Tentaţia convecţiei*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. XV, Iaşi.

Hepites, Şt. (1898), *Schimbatu-s-a clima?*, Tipografia şi fonderia de litere „Basilescu", Bucureşti.

Hess, P., Brezowsky H. (1999), *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-1998)*, 5, Verbesserte und erganzte Auflage, Potsdam, Offenbach.

Hess, P., Brezowsky H. (2005), *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2003)*, 6, Verbesserte und erganzte Auflage, Potsdam, Offenbach.

Hohan Simona Daniela (2001), *Diferenţieri climatice în partea de sud-vest a Moldovei*, Teză de doctorat, Universitatea „Al. I. Cuza", Iaşi.

Hohan Simona Daniela (2004), *Les particularités de la circulation de l'air dans le sud et le sud-ouest de la Moldavie*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", secţ. II, c. Geografie, t. XLIX-L, Iaşi.

Hurrell J.W., Hoerling M.P., Folland C.K. (2001), *Climatic variability over the North 14 Atlantic. Meteorology at the Millennium.* R. Pearce, Academic Press, London.

Hurrel J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (2003), *The North Atlantic Oscilation: climatic significance and environmental impact,* American Geophysical Union, Washington.

Ichim P. (2014), *Inversiunile de temperatură în aria dintre râurile Siret şi Prut*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, mss.

Ichim P., Apostol L., Sfică L., Khadim-Abid A-L. (2015), *Air temperature anomalies between rivers Siret and Prut in Romania*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", vol. 39, no. 2, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Iliescu Maria-Colette (1989), *Manifestări electrice atmosferice pe teritoriul României*, Editura Academiei, Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette (1991), *Variation séculaire de la température moyenne de l'air sur le territoire de la Roumanie*, R.R.G., t. 35, Editura Academiei, Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette (1992), *Tendinţe climatice pe teritoriul României*, S.C.G., t. XXXIX, Editura Academiei, Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette (1994), *Tendence de la variation á longue durée de la température de l'air sur le territoire de la Roumanie*, R.R.G., t. 38, Editura Academiei, Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette (1996), *Variaţia de lungă durată a cantităţilor de precipitaţii atmosferice pe teritoriul României*, SCG, t. XLIII, Editura Academiei, Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette, Pătăchie Iulia, Mihăiasa M., Raţiu T. (1989), *Variaţia seculară a temperaturii medii a aerului în Europa centrală şi sud-estică*, Stud. şi Cercet., Meteorologie, ser. 3, I.M.H., Bucureşti.

Iliescu Maria-Colette, Popa Anestina (1983), *Particularităţi ale repartiţiei grindinei pe teritoriul României*, S.C.G., t. XLIII, Editura Academiei, Bucureşti.

Ioan, C. (1929), *Indicele de ariditate din România*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. 9, nr. 4, Bucureşti.

Ioan C. (1930), *Gradul de continentalism în România*, Bul. meteorolog. lunar al I.M.C., ser. II, vol. 10, nr. 1, Bucureşti.

Ion-Bordei Ecaterina (1983), *Rolul lanţului alpino-carpatic în evoluţia ciclonilor mediteraneeni*, Editura Academiei, Bucureşti.

Ion-Bordei Ecaterina (1983), *New considerations of the origin of the great winter Asiatic anticyclone given the major relief of continental Asia*, Revue Roumaine de Geographie, ser. Geogr., t. 27, Editura Academiei, Bucureşti.

Ion-Bordei Ecaterina (1986), *Ciclogeneza orografică carpatică – proces orografic specific românesc*, Stud. şi Cercet., Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Ion-Bordei Ecaterina, Limbăşeanu Tamara (1976), *Rolul Carpaţilor Româneşti în evoluţia ciclonilor mediteraneeni care se abat de la traiectoria clasică I*, Stud. şi Cercet., partea I/1, Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Ion-Bordei Ecaterina, Ştefan Sabina, Limbăşeanu Tamara (1979), *Les cyclones mediterranéens qui evoluent au dessus de la plaine de la Tisa et les Carpates du Nord-Ouest*, RRGGG-Geogr., t. 23, Editura Academiei, Bucureşti.

Ion-Bordei N. (1979), *Foehnul Carpaţilor de Curbură şi distribuţia precipitaţiilor în Bărăgan*, Stud. şi Cercet., Meteorolog., 1/1977, I.M.H., Bucureşti.

Ion-Bordei N. (1988), *Fenomene meteoclimatice induse de configuraţia Carpaţilor în Câmpia Română*, Editura Academiei, Bucureşti.

Isaia I. (2008), *The meteorological consequences of the moon cycles lasting less than a year*, vol. 2, Present Environment and Sustainable Development.

Köppen W., Geiger R. (1936), *Handbuch der Klimatologie*, Verlag von Gebrüder Borntträger, Berlin.

Kostin S.I., Pokrovskaya T.V. (1964), *Climatologie – metode de prelucrare a datelor climatologice*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Kurz M. (1998), *Synpotic meteorology, Second, completely revised edition, Training guidelines of the German Meteorological Service*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

Kuttler W. (2009), *Klimatologie,* Grundriss Allgemeine Geographie, Verlag Ferdinand Schöningh, Paderborn.

Lahovary G.I., Brătianu C.I., Tocilescu G. (1898-1902), *Marele dicţionar geografic al României*, Stab. grafic J.V. Socecu, Bucureşti.

Lamb H. H. (1950), *Types and spells of weather around the year in the British Isles: anual trends, seasonal structures of the year, singularities*. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society 76, 393-438.

Lauer W., Bendix J. (2006), *Klimatologie-neuarbeitung, Das geographische seminar*, Bildungshaus Schulbuchverlage.

Limbăşeanu Tamara, Băluţ Gh. (1978), *Condiţiile aerosinoptice în care au avut loc încălzirile excesive din luna ianuarie 1975*, Stud. şi Cercet., partea I, Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Linacre E., Geerts B. (1997), *Climate & Weather explained*, Routledge, London.

Lupu N.N., Văcăraşu Iulia, Brânduş C. (1972), *Judeţul Bacău*, Editura Academiei, Bucureşti.

Lyons W., Williams E. (2003), *Atmospheric electricity and lightning*, Handbook of Weather, Climate and Water, Wiley-Interscience, New Jersey.

Machidon O. (2010), *Fenomenul de grindină în bazinul hidrografic Bârlad*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, mss.

Malberg H. (2002), *Meteorologie und Klimatologie – eine Einfûhrung*, Vierte, aktualisierte und erweiterte Auflage, Springer, Berlin.

Mară M., Bulzan P., Barabaş O. (2004), *Potenţialul geo-agricol al văii Siretului între Bacău şi Adjud*, Editura Corgal Press, Bacău, 2004.

Marin I. (1986), *Măsurători şi calcule în meteorologie şi climatologie*, Editura Universităţii din Bucureşti.

Martiniuc C., Băcăuanu V. (1983), *Contribuţii la studiul geomorfologic al teraselor văii Moldovei dintre Păltinoasa şi Timişeşti*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, c. Geografie, t. XVI, Iaşi, 1983.

Mihăilă D. (2006), *Câmpia Moldovei – studiu climatic*, Editura Universităţii „Ştefan cel Mare", Suceava.

Mihăilescu I.F., Pantazi Elena (1991), *La repartition de la quantité des precipitations atmosphériques en fonction de l'altitude du relief dans les bassins des rivières de la partie extérieure des Carpates Orientales*, Révue roumaine de Géographie, t. XXXV, Editura Academiei, Bucureşti.

Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României. Studiu de geografie a reliefului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Mihăilescu V. (1969), *Geografia fizică a României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Milea Elena, Bacinschi D., Doneaud A. (1974), *Studiul meteorologic al apelor mari din 4-12 octombrie 1972 din sudul ţării,* Culeg. de lucr. de meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Milea Elena, Iliescu Cornelia, Belcin V. (1967), *Studiul condiţiilor aero-sinoptice care au generat viscolul din intervalul 5-7 ianuarie 1966*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1965, Bucureşti.

Militaru Florica, Struţu Margareta (1974), *Influenţa Carpaţilor asupra circulaţiilor nordice*, Culeg. de lucr. de meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Neacşa O., Popovici C. (1969), *Repartiţia duratei de strălucire a soarelui şi a radiaţiei globale pe teritoriul României*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1967, C.S.A., Bucureşti.

Neacşa O., Susan Viorica (1984), *Unele caracteristici ale duratei strălucirii soarelui deasupra teritoriului Românţiei*, Stud. şi Cercet., „Fundamentarea meteorologică şi hidrologică a resurselor energetice neconvenţionale", I.M.H., Bucureşti.

Neamu Gh., Bogdan Octavia, Teodoreanu Elena (1970), *Harta topoclimatică a României. Principii şi metode*, S.C.G.G.G., ser. geogr., t. XVII, Editura Academiei, Bucureşti.

Necula Mihai-Florin (2010), *Riscul climatic generat de oraje în Podişul Bârladului*, Teza de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, mss.

Niculescu Elena (1996), *Extreme pluviometrice pe teritoriul României în ultimul secol*, Studii şi cercetări de geografie, t. XLIII, p. 63-67, Bucureşti.

Oke T.R. (1987), *Boundary layer climates*, Routledge, London, 435 p.

Oprea C. (2001), *Climatul radiativ pe teritoriul României – o abordare geografică*, Rez. tezei de doctorat, Fac. de Geogr., Univ. Bucureşti.

Oprea C., Costache M. (2005), *Climatul radiaţiei solare în Moldova*, Romanian Journal of Climatology, vol. I, Iaşi.

Otetelişanu E. (1916), *Clasificarea iernilor după criteriul Angot*, Bul. lunar al obs. meteo., an XXV, nr. 3, I.M.C., Bucureşti.

Otetelişanu E. (1921) *Clima României*, Bul. lunar al obs. meteo., ser. II, vol. 1, nr. 5, I.M.C., Bucureşti.

Otetelişanu E. (1928), *Regiunile climatice ale României*, Bul. lunar al obs. meteo., ser. II, vol. 9, nr. 8, I.M.C., Bucureşti.

Otetelişanu E. (1929), *Musonul european*, Bul. lunar al obs. meteo., ser. II, vol. 9, nr. 4, I.M.C., Bucureşti.

Pagney P. (1994), *Les climats de le Terre*, Masson, Paris.

Patriche C.V. (2005), *Podişul Central Moldovenesc dintre râurile Vaslui şi Stavnic. Studiu de geografie fizică*, Editura „Terra Nostra", Iaşi.

Patriche C.V. (2009), *Metode statistice aplicate în climatologie*, Editura „Terra Nostra", Iaşi.

Patrichi Silvia (1971), *Potenţialul energetic eolian în Moldova*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1968, Bucureşti.

Pătăchie Iulia, Călinescu Niculina (1986), *Cantităţi excepţionale de precipitaţii înregistrate în secolul XX pe teritoriul României*, Stud. şi Cercet., Meteorologie, INMH, Bucureşti.

Pârvulescu I., Apostol L., Apăvăloaie M. (1995), *Caracteristics of the torrential rains in the moldavian subcarpathians and the Siret Passage,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", t. XL-XLI, s. II, c. Geografie, Iaşi.

Pédelaborde, P. (1982), *Introduction à l'étude scientifique du climat*, Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris.

Pettersen, S. (1969), *Introduction in Meteorology*, McGraw-Hill Book Company, third edition, New York.

Podani M., Zăvoianu I. (1992), Cauzele şi efectele inundaţiilor produse în luna iulie 1991 în Moldova, SCG, t. XXXIX, Editura Academiei, Bucureşti.

Pop G. (1996), *România, geografie hidroenergetică,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Popovici Ana, Ţuinea P. (1994), *Particularităţi ale distribuţiei spaţio-temporale a vitezei maxime anuale a vântului în Podişul Moldovei*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 13-14, 1993-1994, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Potter T., Colman B. (2003), *Handbook of weather, climate and water – dynamics, climate, physical meteorology, weather systems and measurements*,Wiley-Interscience, New Jersey.

Rădulescu N. Al. (1930), *Clima Moldovei de sud*, Revista Milcovia, nr. 1, Focşani.

Rick I. (1937), *Contribuţiuni la climatologia Moldovei (temperatura)*, Bul. Soc. de Geogr., t. LVI, Bucureşti.

Roboş T. (1961), *Prima şi ultima zi cu brumă în România*, Culeg. de lucr. ale I.M., Bucureşti.

Roşu Al. (1971), *Geografia fizică a României*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Rovenţa V., Nicolau T. (1975), *Ciclicitatea naturală – factor de bază în prognoza de lungă durată*, Stud. şi Cercet., p. II, Hidrologie, t. XLIV, I.M.H., Bucureşti.

Schmidt, U. (2006), *Modellierung des kurzweilligen solaren Stralungshaushalts im Hochgebirge auf der Basis von digitalen Geländemodellen und satelitendaten am Beispiel des Hunza-Karakorum/Nordpakistan*, Heft 115, Geographisches Institut der Universität Bonn.

Schönwiese C-D. (2003), *Klimatologie*, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

Sfică L. (2005), *Regimul temperaturii solului în Culoarul Siretului*, Romanian Journal of Climatology, Nr. 1/2005, Iaşi.

Sfică L. (2005), *Aspecte ale riscului meteorologic provocat de viscol. Studiu de caz-viscolul din 23-25 ianuarie 2004 din Culoarul Siretului*, Romanian Journal of Climatology, Nr. 1/2005, Iaşi.

Sfică L. (2006), *L'impact des teleconnexions climatiques sur le régime de la pression atmosphérique dans le Couloir du Siret*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", s. Geogr., t. LII, Iaşi.

Sfică L. (2007), *Nouvelle aproche sur la circulation atmosphérique dans le nord-est de la Roumanie*, Actes du XX-eme colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Tunis.

Sfică L. (2008), *Synoptic conditions for the occurence of monthly extremes temperatures on Siret corridor*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", t. LIV, s. II, Iaşi.

Sfică, L. (2010), *L'étude de la nébulosite stratiforme dans le nord-est de la Roumanie à l'aide des images satellites*, Actes du XXIII-ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, p. 583-589, 3-8 septembre 2010, Rennes, France.

Sfică, L. (2011), *Long term variation of air temperature in the Siret Corridor*, Present Environment and Sustainable Development, vol. 5/2011, nr. 1, p. 239-248.

Sfică L., Patriche C.V. (2005), *Analiza regimului precipitaţiilor atmosferice în partea centrală a Moldovei*, Comunicări de Geografie, vol. IX, Editura Universităţii din Bucureşti.

Sfică L., Patriche C.V. (2007), *Global radiation in the Siret corridor. A spatial distribution analysis using GIS methods,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), Lucr. simpozionului Sisteme Internaţionale Geografice, t. LIII, s. II, Iaşi.

Sfică L., Larion Daniela (2007), *Le potentiel thérmique et le risque provoqué par le gel dans le Culoir du Siret*, Geografia în contextul dezvoltării contemporane, 17-18 iunie 2005, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Sfică L., Ichim P., Patriche C.V., Irimia L., Oană L. (2014), *Cotnari vineyard – a gift of hydraulic foehn,* Lucrări Ştiinţifice. Seria Agronomie 12/2014; vol. 57(1):227-332.

Sîrcu I. (1965), *Terasses fluviales, surface d'erosion locale et pseudopeneplaines dans le nord du Plateau Moldave*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" (serie nouă), secţ. II, b. Geologie-Geografie, t. XI, Iaşi.

Stăncescu I. (1983), *Carpaţii, factori modificatori ai climei*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Stăncescu I., Baltă D., Jurca Romica (1987), *Analiza unei situaţii meteorologice ce a determinat dezvoltatea proceselor foehnale în zonele exterioare arcului carpatic în România*, Lucr. celei de-a XII-a Conf. de Meteorologie a Carpaţilor, I.M.H., Buşteni-Bucureşti.

Stăncescu I., Dobrea I. (1965), *Condiţiile sinoptice care au determinat precipitaţii abundente în bazinele Siretului şi Prutului între 1960-1964*, Culeg. de lucr. ale I.M., Bucureşti.

Stăncescu I., Goţi Virginia (1992), *Condiţiile meteosinoptice care au determinat ploile deosebit de abundente din luna 1991*, S.C.G., t. XXXIX, Editura Academiei, Bucureşti.

Stăncescu I., Goţi Virginia, Damian Doina (1983), *Influenţa arcului Carpaţilor asupra evoluţiei anticiclonului scandinav asupra teritoriului României*, Hidrotehnica, vol. 28, nr. 10, Bucureşti.

Stăncescu I., Goţi Virginia, Damian Doina (1986), *Aspecte diferenţiale ale vremii pe teritoriul României în perioada de vară determinate de evoluţia dorsalei Anticiclonului Azoric*, Culeg. de lucr. de meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Stăncescu I., Raţ Tereza (1965), *Unele situaţii aero-sinoptice favorabile producerii brumei în lunile mai şi septembrie*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1963, Bucureşti.

Stănişor V. (1973), *Regimul precipitaţiilor atmosferice la Bacău în perioada 1896-1970*, Culeg. de lucr. Ale I.M. pe anul 1970, Bucureşti.

Stănişor V., Avram C. (1984*), Potenţialul eolian al zonei limitrofe municipiului Bacău*, Stud. şi Cercet., I.M.H., Bucureşti.

Stănişor V., Mihai Elena, Cristescu Ştefania (1971), *Ghid climatologic al aeroportului Bacău*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1968, Bucureşti.

Stephenson B.D., Pavan Valentina, Bojariu Roxana (2000), *Is the North Atlantic Oscilation a random walk?*, International Journal of Climatology, nr. 20, London.

Stoenescu Şt. M. (1951), *Clima Bucegilor*, Memorii şi studii, D.G.H., I.M.C., Editura Tehnică, Bucureşti.

Stoenescu Şt. M., Iliescu Maria (1965), *Frecvenţa şi durata fenomenelor orajoase pe teritoriul României*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1963, Bucureşti.

Stoenescu Şt. M., Ivanov Maria, Burciu Gh. (1967), *Repartiţia numărului mediu anual al zilelor cu oraje pe teritoriul României*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1965, Bucureşti.

Stoenescu Şt. M., Ţepeş Elena (1969), *Frecvenţa nopţilor tropicale pe teritoriul României*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1967, C.S.A., Bucureşti.

Stoenescu Şt. M., Ţepeş Elena, Bogorodiţă Nadejda, Ivanov Maria (1966), *Repartiţia chiciurei, poleiului şi lapoviţei pe teritoriul României*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1964, Bucureşti.

Stoian Rodica (1960), *Ciclonii din Mediterana*, Meteorolog., hidrolog. şi gospod. apelor, an V, nr. 4, Bucureşti.

Stoica C. (1962), *Precipitaţii atmosferice în regim antiticlonic*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1960, Bucureşti.

Struţu Margareta, Militaru Florica (1974), *Carpaţii şi rolul lor în evoluţia ciclonilor cu deplasare retrogradă*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1971, Bucureşti.

Struţu Margareta, Militaru Florica, Stoica C. (1971), *Les Carpates Orientales comme élément modificateur de l'évolution des cyclones au deplacement retrograde*, Lucr. celei de-a V-a Conf. de Meteorologie a Carpaţilor, I.M.H., Bucureşti.

Svoboda M., LeComte D., Hayes M., Heim R., Gleason K., Angel J., Rippey B., Tinker R., Palecki M., Stooksbury D., Miskus D., Stephens S. (2002). *The Drought Monitor*. Bulletin of the American Meteorological Society, 83(8):1181-1190.

Sys C., Van Ranst E., Debaveye J. (1999), *Land evaluation, Part I-Principles in Land Evaluation and Crop production calculations*, Agric. Publ., No.7, Bruxelles.

Şorodoc C. (1962), *Formarea şi evoluţia ciclonilor mediteraneeni şi influenţa lor asupra timpului în România*, Culeg. de lucr. ale I.M. pe anul 1960, Bucureşti.

Ştefan Sabina (2004), *Fizica atmosferei, vremea şi clima*, Editura Universităţii din Bucureşti.

Thompson R., Perry A. (1997), *Applied climatology, principles and practice*, Routledge, London.

Topor N. (1964), *Ani ploioşi şi secetoşi în România*, C.S.A., I.M., Bucureşti.

Topor N., Stoica C. (1965), *Tipuri de circulaţie şi centri de acţiune atmosferică deasupra Europei*, C.S.A., I.M., Bucureşti.

Tufescu V. (1974), *România. Natură, om, economie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Tveito O.E., Ustrnul Z. (2003), *A review of the use of large-scale atmospheric circulation classification in spatial climatology*, Project COST-719: The use of geographical information system in climatology and meteorology, Norwegian Meteorological Institute.

Ţepeş Elena (1972), *Repartiţia frecvenţei zilelor de îngheţ pe teritoriul României*, Meteorolog., hidrolog. şi gospod. apelor, nr. 3, Bucureşti.

Ţîştea D. (1961), *Calculul şi repartiţia radiaţiei solare pe teritoriul României*, Meteorolog., hidrolog. şi gospod. apelor, nr. 1, Bucureşti.

Ţîştea D., Bacinschi D., Nor R. (1965), *Dicţionar meteorologic*, C.S.A., I.M., Bucureşti.

Ţîştea D., Miha Iosefina (1978), *Zonarea parametrilor cu intensitate maximă a ploilor şi vântului pe teritoriul României*, Studii şi Cercetări, partea I, Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

Ujvari I. (1972), *Geografia apelor României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Urban J., Dumitrescu Al., Dragotă Carmen (2002), *Climatic statistic assessements regarding the air pressure during the last decade of the 20-th century in the Central Moldavian Plateau*, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir", nr. 21-22/ 2000-2001, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Ungureanu Al. (1993), *Geografia podişurilor şi câmpiilor României*, Editura Universităţii „Al. I. Cuza, Iaşi.

Vasenciuc Felicia (2003), *Riscuri climatice generate de precipitaţii în bazinul hidrografic al Siretului*, A.N.M., Bucureşti.

Vâlsan G. (1971), *Opere alese*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Vigneau J-P. (2000), *Géoclimatologie*, Ellipses, Paris.

Weischet W., Endlicher W. (2000), *Regionale Klimatologie, Teil 2 – Die Alte Welt*, B.G. Teubner, Stuttgart-Leipzig.

Werner A. (1999), *Die Nord-Atlantik Oscillazion und ihre Auswirkungen auf Europa*. Diplomarbeit, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt am Main.

Wiedersich B. (2006), *Taschen Atlas-wetter, die turbulente Atmosphaere der Erde*, Klett-Perthes, Gotha und Stuttgart, 2 Auflage.

*** (1923-1960) Buletine meteorologice lunare şi anuale ale observaţiilor meteorologice, I.M., Bucureşti.

*** (1960), *Monografia geografică a României*, Editura Academiei, Bucureşti.

*** (1962), *Clima României*, vol. I, C.S.A., I.M., Bucureşti.

*** (1966), *Clima R. P. Române*, vol. II, C.S.A., I.M., Bucureşti.

*** (1966) *Atlasul climatologic al României,* C.S.A., I.M., Bucureşti.

*** (1972-1979), *Atlasul geografic al României*, Editura Academiei, Bucureşti.

*** (1983) *Geografia României*, vol. I, Editura Academiei, Bucureşti.

*** (1992) *Geografia României*, vol. IV, Editura Academiei, Bucureşti.

*** (2007) *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.

*** (2008), *Clima României*, Editura Academiei, Bucureşti.

*** Buletine meteorologice zilnice, INMH, 1980-2001.

*** Tabele meteorologice lunare TM-1, INMH, 1991-2005.

*** Tabele meteorologice anuale TM-11, INMH, 1972-2005.

http://www.wetterzentrale.de

http://www.noaa.gov

http://weather.uwyo.edu/upperair

http://www2.jpl.nasa.gov/srtm

http://www.klimadiagramme.de

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices

http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/subsets/subset=AERONET_Moldova

http://www.ifen.fr/donIndic/Donnees/corine/3clature.html

Lucrare de mare întindere asupra celor mai importante elemente şi fenomene climatice dintr-o subunitate geografică, volumul *Clima Culoarului Siretului şi a regiunilor limitrofe* cuprinde rezultate ale cercetării solid fundamentate printr-un mare număr de tabele cu date medii, selecţii, extreme şi situaţii de caz. Concluziile prezintă rezultatele principale ale cercetării, multe conforme cu ceea ce se cunoştea din literatura de specialitate, altele contribuind la avansarea unor idei originale în climatologia românească.

„Lucrarea dovedeşte maturitatea ştiinţifică atât de timpurie a domnului Lucian Sfică, la care a ajuns numai pentru că deţine un înalt nivel de cultură generală şi, totodată, un înalt grad de cunoaştere teoretică şi practică în domeniul meteorologiei, cu privire specială asupra climatologiei. Numai aşa, bazându-se pe o excelentă documentare, a ajuns să realizeze ample şi inedite legături, corelaţii cu domenii conexe susţinute cu multă convingere şi exprimate curajos şi atrăgător. Este nota caracteristică a unui cercetător de vârf care, iată, aduce în această carte importante elemente de progres în cercetarea climatologică românească actuală.”

Conf.dr. Ecaterina Ion-Bordei

9 786067 141320

Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza“ Iaşi